P 260 C 3 2 ex.

ISBN 2-85653-119-9

MÉMOIRES
DU
MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

NOUVELLE SÉRIE

Série C, Sciences de la Terre

TOME XLIX

Entretiens du Muséum

COLLOQUE SUR LE TURONIEN

Poris 26-27 octobre 1981

PARIS
ÉDITIONS DU MUSÉUM
38, rue Geoffroy-Saint-Hilaire (Vᵉ)

1982

Source : MNHN, Paris

ÉDITIONS DU MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

En vente à la Bibliothèque centrale du Muséum,

38, rue Geoffroy-Saint-Hilaire, 75005 Paris

C.C.P. : Paris 9062-62 Y

Annuaire du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1939).

Archives du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1802. In-4°, sans périodicité).

Bulletin du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1895. Depuis 1979, divisé en 3 sections : A (Zoologie, Biologie et Écologie animales), B (Botanique, Biologie et Écologie végétales, Phytochimie), C (Sciences de la Terre, Paléontologie, Géologie, Minéralogie). 4 livraisons par an.

Les grands Naturalistes français (depuis 1952. Sans périodicité).

Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1935. Depuis 1950, nouvelle série en 3 (puis 4) parties : A (Zoologie) ; B (Botanique) ; C (Sciences de la Terre) ; D (Sciences physico-chimiques).

Notes et Mémoires sur le Moyen-Orient (depuis 1933. In-4°, sans périodicité).

Publications du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1933. Sans périodicité).

© *Éditions du Muséum national d'Histoire naturelle*, 1982

Source MNHN, Paris

B 260 c 3

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

MÉMOIRES DU MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE
Série C, Sciences de la terre, Tome XLIX

COLLOQUE INTERNATIONAL
du Muséum national d'Histoire naturelle
et du Groupe français du Crétacé

ENTRETIENS DU MUSÉUM

COLLOQUE SUR LE TURONIEN

Paris 26-27 octobre 1981

SOMMAIRE

Pages

Liste des participants 7

Avant-propos 11

L'étage Turonien dans sa région-type « de Saumur à Montrichard ». Biostratigraphie, Sédimentologie, Coupures par F. Robaszynski, G. Alcaydé, F. Amédro, G. Badillet, R. Damotte, J.C. Foucher, S. Jardiné, O. Legoux, H. Manivit, C. Monciardini, J. Sornay 15

Mise au point sur les foraminifères planctoniques du Turonien-type par J. P. Bellier 29

Les paléomilieux turoniens dans le bassin de Paris par C. Monciardini et G. Alcaydé. 35

Le Turonien de Haute-Provence : répartition des faciès et associations de foraminifères planctoniques par M. Conard-Noireau 43

Paléoécologie des associations de foraminifères et d'ostracodes du Turonien : l'exemple de la Provence par J. F. Babinot et G. Tronchetti 49

État des corrélations litho et biostratigraphiques dans le Turonien supérieur des massifs d'Uchaux et de la Cèze : les zones d'ammonites et de rudistes par Ch. Devalque, F. Amédro, J. Philip et F. Robaszynski. 57

Un gisement à plantes du Turonien supérieur. La carrière de Sabran (Gard) par J. L. Ducreux, M. G. Gaillard et E. Samuel 71

Biostratigraphie du Turonien nord-aquitain (Charentes) sans rudistes et passage cénomano-turonien par P. Moreau 81

Les formations à rudistes du Turonien moyen et supérieur de la plate-forme nord-aquitaine par J. P. Platel. 91

Approche biostratigraphique du Turonien sous-pyrénéen par M. Bilotte. 97

Le Turonien basco-cantabrique et ses faunes caractéristiques par M. A. Lamolda 103

Sédimentation et environnement au Turonien en Vieille Castille (Espagne) : un modèle d'évolution en domaine de plateforme par A. Alonso et M. Floquet 113

La limite Turonien-Coniacien en Vieille Castille : aspects sédimentologiques et paléontologiques par M. Floquet, J. Philip et J. Wiedmann 129

Aspects de la marge ibéro-cantabrique au Turonien par M. Amiot, M. Floquet et B. Mathey 145

Le Turonien des Murges (Italie méridionale) par E. Luperto Sinni et G. Ricchetti. 159

Biostratigraphie et biozonation des ammonites du Turonien français par F. Amédro, G. Badillet et Ch. Devalque 167

Ammonite zonation and correlation of the uppermost Cenomanian and Turonian of Southern England, Sarthe and Touraine par W. J. Kennedy, C. W. Wright, J. M. Hancock. 175

BIBLIOTHÈQUE DU MUSÉUM PARIS

Source : MNHN, Paris

Les inocérames du Turonien français et leur répartition stratigraphique par J. Sornay 183
Les ostracodes du Turonien français par J. F. Babinot, J. P. Colin et R. Damotte 189
Les algues turoniennes par A. F. Poignant 197
Turonian foraminiferal biostratigraphy of southern England par M. B. Hart 203
Conclusions :
Échelles biostratigraphiques intégrées 209
Cartes de faciès pour le Turonien de la France et des régions adjacentes 231

Source : MNHN, Paris

CONTENTS

List of participants 7

Foreword 13

The Turonian in his type area : "de Saumur à Montrichard" : biostratigraphy, sedimentology, sections by F. Robaszynski, G. Alcaydé, F. Amédro, G. Badillet, R. Damotte, J.C. Foucher, S. Jardiné, O. Legoux, H. Manivit, C. Monciardini, J. Sornay 15

Accurate statement on planktonic foraminifera of the type Turonian by J.P. Bellier 29

The paleoenvironments of the Turonian in the Paris basin by C. Monciardini and G. Alcaydé. 35

The Turonian of Haute-Provence : distribution of the facies and planktonic foraminiferal associations by M. Conard-Noireau 43

Paleoecology of foraminifera-ostracode assemblages from the Turonian of Provence by J.F. Babinot and G. Tronchetti 49

State of lithostratigraphic and biostratigraphic correlations in the late Turonian of the Uchaux and Cèze massifs : the ammonites and rudists zones by Ch. Devalque, F. Amédro, J. Philip, F. Robaszynski. 57

An upper Turonian flora. Quarry of Sabran, West of Bagnols-sur-Cèze (Gard, France) : stratigraphy, sedimentology, study of plants remains and palynology by J.L. Ducreux M.G. Gaillard and E. Samuel. 71

Biostratigraphy of northern Aquitanian Turonian (Charentes) without rudists and passage Cenomanian-Turonian by P. Moreau 81

The rudistids formations of the middle and upper Turonian on the northern-aquitanian margin by J.P. Platel. 91

A biostratigraphic approach of the sub-pyrenean Turonian by M. Bilotte 97

The basco-cantabrian Turonian and its diagnostic faunas by M. A. Lamolda 103

Sedimentation and environments during the Turonian in old Castilla (Spain) : a model of plateform evolution by A. Alonso-Millan and M. Floquet. 113

The Turonian-Coniacian limit in old Castilla (Spain) : sedimentological and paleontological aspects by M. Floquet, J. Philip and J. Wiedmann 129

Aspects of the ibero-cantabrian margin during the Turonian by M. Amiot, M. Floquet and B. Mathey. . 145

The Turonian of the Murges (Southern Italy) by E. Luperto Sinni and G. Ricchetti. 159

Biostratigraphy and biozonation of the ammonites in the french Turonian by F. Amédro, G. Badillet and Ch. Devalque 167

Ammonite zonation and correlation of the uppermost Cenomanian and Turonian of southern England, Sarthe and Touraine by W.J. Kennedy, C.W. Wright, J.M. Hancock 175

Inocerams in the french Turonian and their stratigraphical repartition by J. Sornay 183

Ostracods of the french Turonian by J.F. Babinot, J.P. Colin and R. Damotte 189

The turonian algae by A.F. Poignant. 197

Turonian foraminiferal biostratigraphy of southern England by M.B. Hart 203

Conclusions :

Integrated biostratigraphic scales 209

Facies maps for the Turonian of France and adjacents regions 231

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

LISTE DES PARTICIPANTS

G. Alcaydé, Laboratoire de Géologie du Muséum national d'Histoire naturelle, Paris.
F. Amédro, 24, rue E. Dutarte, Calais.
A. Alonso Millan, Facultad de Geologia, Madrid 3 (Espagne).
M. Amiot, Institut des Sciences de la Terre, Université de Dijon, Dijon.
H. Arnaud, Institut Dolomieu, Grenoble.
J. F. Babinot, Université de Provence, Marseille.
G. Badillet, 8, rue de l'Alboni, Paris.
J. P. Bellier, Laboratoire de Micropaléontologie, Université P. et M. Curie, Paris.
P. Y. Berthou, Université P. et M. Curie, Paris.
M. Bilotte, Université Paul Sabatier, Toulouse.
H. Bismuth, SEREPT, Tunis (Tunisie).
G. Breton, Muséum d'Histoire naturelle, Le Havre.
L. Brun, SNEA (P), Boussens.
R. Busnardo, Université Claude Bernard, Villeurbanne.
F. Calandra, SNEA (P), Pau.
M. Caron, Université de Fribourg, Fribourg (Suisse).
N. Chitta, T.E.T., Mutuelleville, Tunis (Tunisie).
J. P. Colin, Esso Production Research, Bègles.
C. Collete, 11, rue du 11 novembre, Sainte-Savine.
M. Conard-Noireau, Université du Maine, Le Mans.
R. Damotte, Laboratoire de Micropaléontologie, Université P. et M. Curie, Paris.
C. Devalque, 30, avenue Charles de Gaulle, Piolenc.
J. L. Ducreux, Université Claude Bernard, Villeurbanne.
M. Floquet, Institut des Sciences de la Terre, Université de Dijon, Dijon.
J. C. Foucher, Faculté des Sciences, Reims.
M. Fouray, Muséum, Rouen.
M. Gaillard, Université Claude Bernard, Villeurbanne.
D. Gaspard, Université Paris-Sud, Orsay.
J. M. Hancock, King's College, London (Grande-Bretagne).
M. B. Hart, Plymouth Polytechnic, Plymouth (Grande-Bretagne).
S. Jardiné, SNEA (P), Pau.
P. Juignet, Faculté des Sciences, Mont-Saint-Aignan.
W. J. Kennedy, University Museum, Oxford (Grande-Bretagne).
M. A. Lamolda, Facultad de Ciencias, Bilbao (Espagne).
J. Lauverjat, Université P. et M. Curie, Paris.
O. Legoux, SNEA (P), Boussens.
H. Manivit, BRGM, Orléans.
B. Mathey, Institut des Sciences de la Terre, Université de Dijon, Dijon.
C. Monciardini, BRGM, Orléans.
P. Moreau, Université de Poitiers, Poitiers.

Source : MNHN, Paris

J. Philip, Université de Provence, Marseille.
J. P. Platel, BRGM, Pessac.
A. F. Poignant, Université P. et M. Curie, Paris.
A. Randrianasolo, ESS Sciences, Tananarive (Madagascar).
P. Rat, Institut des Sciences de la Terre, Université de Dijon, Dijon.
F. Robaszynski, Faculté Polytechnique, Mons (Belgique).
E. Samuel, Université Claude Bernard, Villeurbanne.
H. Sinni, Universita di Bari, Bari (Italie).
J. Sornay, Laboratoire de Paléontologie, Muséum national d'Histoire naturelle, Paris.
G. Tronchetti, Université de Provence, Marseille.
J. M. Viaud, Chemin du Nid de Pie, Angers.

Source : MNHN, Paris

DÉROULEMENT DES TRAVAUX

JOURNÉE DU 26 OCTOBRE

MATIN

• Allocutions de R. DAMOTTE, présidente du G.F.C. et de J. DORST, membre de l'Institut, directeur du Muséum national d'Histoire naturelle.

• Présentation du colloque par G. ALCAYOÉ et F. ROBASZYNSKI.

Le Turonien de la région-type.

• L'étage Turonien dans sa région-type. F. ROBASZYNSKI, G. ALCAYOÉ, F. AMÉORO, G. BAQIL-LET, R. DAMOTTE, J.C. FOUCHER, S. JARDINÉ, O. LEGOUX, H. MANIVIT, C. MONCIARDINI, J. SORNAY.

• Mise au point sur les foraminifères planctoniques du Turonien-type. J. P. BELLIER.

Le Turonien régional en France (stratigraphie, paléomilieux).

• Les paléomilieux turoniens dans le bassin de Paris. C. MONCIAROINI et G. ALCAYOÉ.

• Le Turonien de Haute Provence : répartition des faciès et association de foraminifères planctoniques. M. CONARD-NOIREAU.

• Paléoécologie des associations de foraminifères et d'ostracodes du Turonien : l'exemple de la Provence. J. F. BABINOT et G. TRONCHETTI.

• État des corrélations litho et biostratigraphiques dans le Turonien supérieur des massifs d'Uchaux et de la Cèze : les zones d'ammonites et de rudistes. Ch. DEVALQUE, F. AMÉDRO, J. PHILIP, F. ROBASZYNSKI.

• Un gisement à plantes du Turonien supérieur. La carrière de Sabran (Gard). J. L. DUCREUX, M. G. GAILLARD, E. SAMUEL.

APRÈS-MIDI

Le Turonien régional en France (stratigraphie, paléomilieux). Suite.

• Biostratigraphie du Turonien Nord-Aquitain (Charentes) sans rudistes et passage cénomano-turonien. P. MOREAU.

• Les formations à rudistes du Turonien moyen et supérieur de la plate-forme Nord-Aquitaine. J. P. PLATEL.

• Approche stratigraphique et paléontologique du Turonien sous-pyrénéen. M. BILOTTE.

Le Turonien en dehors de la France.

• Le Turonien basco-cantabrique et ses faunes caractéristiques. M. A. LAMOLOA.

• Sédimentation et environnements en Vieille Castille (Espagne) : un modèle d'évolution en domaine de plate-forme. A. ALONSO-MILLAN et M. FLOQUET.

Source : MNHN, Paris

• La limite Turonien-Coniacien en Vieille Castille : aspects sédimentologiques et paléontologiques. M. FLOQUET, J. PHILIP et J. WIEDMANN.

• Aspects de la marge ibéro-cantabrique au Turonien. M. AMIOT, M. FLOQUET, B. MATHEY.

• Le Turonien des Murges (Italie méridionale). E. LUPERTO SINNI et G. RICCHETTI.

JOURNÉE DU 27 OCTOBRE

MATIN

Biostratigraphie, limites et subdivisions du Turonien.

• Présentation.

• Biostratigraphie et biozonation des ammonites du Turonien français. F. AMÉDRO, G. BADILLET, Ch. DEVALQUE.

• Ammonite zonation and correlation of the uppermost Cenomanian and Turonian of Southern England, Sarthe and Touraine. W. J. KENNEDY, C. W. WRIGHT, J. M. HANCOCK.

• Les inocérames du Turonien français et leur répartition stratigraphique. J. SORNAY.

• Les ostracodes du Turonien français. J. F. BABINOT, J. P. COLIN, R. DAMOTTE.

• Les algues turoniennes. J. F. POIGNANT.

• Turonian foraminiferal biostratigraphy of southern England. M. B. HART.

APRÈS-MIDI

• Séances des groupes de discussion.

• Réunion plénière. Résolutions.

Source : MNHN, Paris

AVANT-PROPOS

La France possède, du fait que la stratigraphie s'y est développée plus tôt que dans d'autres pays, environ un tiers des localités-type d'étages de la chronologie universelle ; elle est même une terre privilégiée pour l'étude du système crétacé puisque ce dernier y est bien développé et que presque tous ses types d'étages s'y trouvent. Ces raisons historiques expliquent, du moins en partie, l'initiative prise il y a quelques années par le GROUPE FRANÇAIS DU CRÉTACÉ de réunir périodiquement les spécialistes des différents étages du Crétacé afin de permettre une confrontation des résultats de leurs recherches.

Le COLLOQUE SUR LE TURONIEN qui s'est tenu au Laboratoire de Géologie du Muséum national d'Histoire naturelle, dans le cadre des « Entretiens du Muséum », fait logiquement suite à la réunion sur le Cénomanien de 1976.

Les formations du Turonien, tant dans la région-type que dans le reste de l'Europe occidentale, ont fait l'objet d'études anciennes qui ont fourni des données sur les milieux biologique et minéral au moment du dépôt, mais l'extension des subdivisions chronologiques établies pour ces régions à partir de certains groupes fossiles s'est heurtée à de nombreuses difficultés. Depuis cette époque, des progrès ont été réalisés dans les méthodes de travail et il a été possible de promouvoir des recherches grâce notamment à l'étude et à l'utilisation de nouveaux groupes fossiles, au développement des techniques d'investigation physico-chimique, etc. Ainsi, depuis une quinzaine d'années, de nombreuses recherches ont été entreprises sur le Turonien de l'Europe de l'ouest dans des domaines touchant principalement à la stratigraphie, à la paléontologie et à la paléogéographie. Les travaux réalisés par des chercheurs de diverses nationalités rendaient nécessaire la tenue d'un colloque permettant de confronter les résultats obtenus, d'harmoniser les échelles biostratigraphiques basées sur des groupes fossiles différents, de corréler et, si possible, d'étendre au-delà du cadre du bassin les systèmes de zonation adoptés.

Une cinquantaine de chercheurs a participé à ces journées d'études au cours desquelles des travaux originaux, souvent pluridisciplinaires, ont été présentés et font l'objet d'une publication dans ce volume. Une partie d'entre eux traite principalement de biostratigraphie et de lithostratigraphie tant en France que dans les pays limitrophes, avec notamment une note synthétique sur le stratotype du Turonien ; le reste est surtout consacré à la sédimentologie et à la paléogéographie de diverses régions de l'Europe occidentale.

La somme des informations apportées est considérable et, grâce à la qualité des résultats présentés, les discussions entre spécialistes ont permis d'aboutir à d'importantes résolutions portant notamment sur :

– l'adoption d'échelles biostratigraphiques intégrées et la division tripartite du Turonien. Les tableaux de synthèse élaborés confrontent les arguments de datation et établissent des corrélations entre les échelles biostratigraphiques basées sur divers groupes fossiles ; ils devraient constituer à l'avenir de précieux outils de travail ;

– les paléoenvironnements avec l'établissement de cartes de faciés du Turonien de France et des pays adjacents.

Comme parfois en pareil cas, les conclusions de certaines communications diffèrent quelque peu des résolutions adoptées et reconnues comme valables par la majorité des participants, puisque ces dernières ont été élaborées en fin de réunion.

Source : MNHN, Paris

Au cours de ce colloque, la confrontation des idées et des résultats des travaux, les discussions, ont permis de déboucher sur une vue globale des problèmes touchant à la géologie du Turonien de France et des pays voisins. Les échelles biostratigraphiques basées sur des étalons différents ont pu être mises en parallèle et la validité des subdivisions adoptées a été, par comparaisons, étendue au-delà du cadre du bassin.

On peut donc considérer que le Colloque sur le Turonien a atteint le but fixé; les résultats auxquels il a abouti devraient être à l'origine de la réalisation de travaux collectifs permettant d'établir des synchronismes interrégionaux et des corrélations à grande distance.

G. ALCAYDÉ

Source : MNHN, Paris

FOREWORD

Because stratigraphy was developed in France earlier than anywhere alse, France possesses about one third of the type stages localities of the universal chronology; it is even a privileged ground for the study of the cretaceous system, since the latter is well developed and nearly all its type stages can be found there. These historical reasons explain, at least in part, the initiative taken a few years ago by the "GROUPE FRANÇAIS DU CRÉTACÉ" to call to periodical meetings the specialists of the cretaceous stages, so as to allow a comparison of the results of their researches.

The COLLOQUE SUR LE TURONIEN which took place from the 26th to the 27th October 1981 at the Geology laboratory of the "Muséum national d'Histoire naturelle" (Paris), as part of the "Entretiens du Muséum", logically follows up the meeting on the Cenomanian of 1976.

The turonian formations in the type area as well as in the rest of western Europe have been the subject of past studies which have provided data on the biological and mineral environment at the time of the deposit. However the extension of the chronological subdivisions established in these areas from some fossil groups has come up against numerous difficulties. Since that time, progress has been made concerning the precision of the methodologies, thanks in particular to the study and use of new fossil groups and to the development of physico-chemical investigation techniques : this has encouraged research. Thus, for the last fifteen years or so, much research has been carried out on the western Europe Turonian, particularly in the areas of paleontology, stratigraphy and paleogeography. The studies carried out by specialists of different nationalities made the organization of a symposium very useful, to enable them to compare the results obtained, to harmonize biostratigraphic scales based on different fossil groups, to correlate and, if possible, to extend beyond the framework of the basins where they have been created the zonation systems adopted.

Fifty scientists or so took part in these meetings during which twenty one papers were presented, most of them original and often pluridisciplinary : they form the subject of a publication in this volume. Some of them deal mainly with biostratigraphy and lithostratigraphy in France and in limitroph countries, with in particular a synthetic note on Turonian stratotype; the rest is mainly devoted to sedimentology and paleogeography of different regions of western Europe.

The total information collected is considerable and, due to the quality of the results presented, the discussions between specialists allowed important resolutions to be made notably on :

– the adoption of integrated biostratigraphic scales and tripartite division of the Turonian. The synthetic charts elaborated compare the dating arguments and establish correlations between biostratigraphic scales based on different fossil groups; these should be useful tools in the future;

– the paleoenvironments with the drawing up of facies maps of the Turonian of France and adjacent countries.

Sometimes the resolutions passed by the majority of the participants differ somewhat from the conclusions of some papers, as they were taken towards the end of the meeting.

Source : MNHN, Paris

In this symposium, the comparison between ideas and results of research, during the discussions has made it possible to reach a general view of the problems concerning the geology of the Turonian of France and limitroph countries. It has been possible to draw parallels between biostratigraphic scales based on different standards, and the validity of the subdivisions adopted has been, by comparison, extended beyond the frame of the basin.

It is possible to consider that the symposium on the Turonian has reached the goal which had been set. The conclusions reached should be the starting point of collective research allowing the perfecting of regional synchronisms and long distance correlations.

G. ALCAYDÉ

Source : MNHN, Paris

L'ÉTAGE TURONIEN DANS SA RÉGION-TYPE « DE SAUMUR À MONTRICHARD ». BIOSTRATIGRAPHIE, SÉDIMENTOLOGIE, COUPURES

PAR

F. ROBASZYNSKI [1], G. ALCAYDÉ [2], F. AMÉDRO [3], G. BADILLET [4], R. DAMOTTE [5], J. C. FOUCHER [6], S. JARDINÉ [7], O. LEGOUX [8], H. MANIVIT [9], Ch. MONCIARDINI [10], J. SORNAY [11].

Résumé :

Le Turonien de la région stratotypique s'étend de la vallée de la Loire (Saumurois) à la vallée du Cher (Touraine). Une suite d'affleurements dans le Saumurois a fourni des informations biostratigraphiques nouvelles sur la distribution verticale intégrée des macrofossiles (ammonites, inocérames, échinides) et de microfossiles (ostracodes, foraminifères, coccolithes, dinoflagellés, spores-pollens) tandis que le sondage de Civray-de-Touraine a été l'objet d'investigations micropaléontologiques. En outre, de nombreux échantillons des deux provenances ont donné lieu à des analyses pétrographiques et sédimentologiques.

Une corrélation biostratigraphique et lithostratigraphique entre les deux secteurs de la région-type est ensuite tentée et une subdivision du Turonien-type est proposée.

THE TURONIAN IN HIS TYPE AREA : "DE SAUMUR À MONTRICHARD". BIOSTRATIGRAPHY, SEDIMENTOLOGY, SECTIONS.

Abstract :

The Turonian of the type-region extends from Saumur at the NW towards the SE where the Cher valley crosses the Touraine. A succession of outcrops in the Saumurois brought new biostratigraphic results about the integrated vertical distribution of macrofossils (ammonites, inocerams, echinids) and microfossils (ostracods, foraminifers, nannoplancton, dinoflagellates, pollens and spores) whereas the cores from the boring of Civray-de-Touraine gave accurate micropaleontological informations. Morever, numerous samples of the two localities were analyzed for their petrography and sedimentology.

A biostratigraphic and lithostratigraphic correlation between the two parts of the type-area is proposed here and a subdivision of the Turonian suggested.

1. Faculté Polytechnique, Mons, Belgique.
2. Laboratoire de Géologie, Muséum national d'Histoire naturelle, 43, rue Buffon, 75005 Paris.
3. 24, rue Dutarte, 62100 Calais.
4. Cunault, 49450 Gennes.
5. Laboratoire associé CNRS 319 et Université P. et M. Curie, 75230 Paris.
6. Faculté des Sciences, B.P. 347, 51062 Reims.
7. Laboratoire de Géologie, S.N.E.A. (P), Boussens, F 31360 Saint-Martory.
8. Boussens, 31360 Saint-Martory.
9. B.R.G.M., Laboratoire associé CNRS 319, 45018 Orléans.
10. B.R.G.M., B.P. 6009, 45018 Orléans.
11. Laboratoire de Paléontologie, Muséum national d'Histoire naturelle, 8, rue Buffon, 75005 Paris.

Source : MNHN, Paris

I. – INTRODUCTION

PRÉSENTATION, HISTORIQUE.

L'étage Turonien créé par d'Orbigny en 1842 est amendé en 1847 par le même auteur qui, sur des critères paléontologiques, en extrait la partie inférieure, définissant ainsi le Cénomanien; aucune coupe-type n'est désignée, la région éponyme étant localisée en 1852 entre « Saumur et Montrichard » (cf. Sornay 1956, Alcaydé 1980). Plus tard, les travaux de Courtillier 1867, de Grossouvre 1900, 1901, Couffon 1936, Lecointre 1947, 1959, Butt 1966, Bellier 1968, etc., viendront élargir la connaissance des faunes et de la stratigraphie du Turonien de la région-type (fig. 9). Plus récemment, des récoltes indexées sur des coupes ont précisé la répartition verticale d'ammonites (Amédro et Badillet, 1978).

En dehors de la France, le Turonien a été interprété de diverses façons suivant les faciès exposés. Après avoir été délaissés au profit de la micropaléontologie, les travaux relatifs à la macropaléontologie connaissent un regain d'intérêt avec notamment Powell 1963, Cobban et Scott 1972, Wiedmann et Kauffman 1976, Hancock et al. 1977, Matsumoto 1977, Seibertz 1979, Kennedy et al. 1980, Tröger 1981. Des résultats biostratigraphiques ont été présentés récemment au terme de réunions internationales portant sur les « Événements de la partie moyenne du Crétacé » : Uppsala 1975, Nice et Hokkaido 1976, Soria 1977.

Il reste pourtant qu'aucune publication n'a fourni de données synthétiques sur le Turonien-type. Nous livrons ici les principaux résultats obtenus après une étude pluridisciplinaire de deux secteurs de la région-type : les affleurements du Saumurois et le sondage de Civray-de-Touraine (les aspects analytiques seront exposés ultérieurement dans un fascicule du *Bulletin du Centre de Recherche. Pau S.N.E.A. (P).*

SITUATION GÉOGRAPHIQUE.

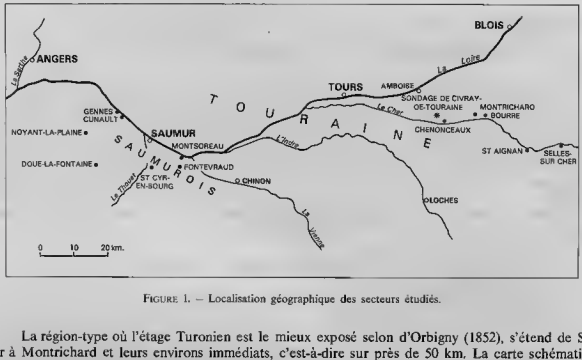


FIGURE 1. – Localisation géographique des secteurs étudiés.

La région-type où l'étage Turonien est le mieux exposé selon d'Orbigny (1852), s'étend de Saumur à Montrichard et leurs environs immédiats, c'est-à-dire sur près de 50 km. La carte schématique de la figure 1 indique la situation des localités citées dans le texte ou reprises dans les figures.

Source : MNHN, Paris

II. – AFFLEUREMENTS DU SAUMUROIS

A. Lithologie.

Huit affleurements significatifs, avec relais, ont été levés, métrés, échantillonnés et ont permis de dresser deux coupes, valables l'une pour le NW, l'autre pour le SE du Saumurois. Une section synthétique issue de ces deux dernières sera utilisée dans les tableaux de résultats. Le Turonien du Saumurois a été divisé en cinq ensembles lithologiques relativement constants et regroupés en trois unités ayant valeur de formations, soit de haut en bas : F = « Sables glauconieux »; E, D, C = Tuffeau de Saumur : Calcarénite légèrement siliceuse et finement ponctuée de glauconie (avec D = « Liron »); B = « Craie marneuse »; cf. figure 2.

B. Macrofossiles et microfossiles.

La macrofaune significative est quasiment limitée à la moitié inférieure du Turonien (dans B-C-D-E) tandis que certains groupes de microfossiles se retrouvent encore dans les sables glauconieux de F. Les nombreuses ammonites étudiées définissent trois Assemblages-zones : l'une à *Mammites nodosoides* à la base (équivalente au « Turonien inférieur » des auteurs), les deux autres à *Kamerunoceras turoniense* et *Romaniceras kallesi* couvrent le Tuffeau de Saumur (partie inférieure du Turonien moyen). Les inocérames sont restreints à B et C et appartiennent pour la plupart aux groupes *mytiloides-labiatus* et *goppelnensis*. Leur distribution déborde largement celle de *M. nodosoides* et les zones d'extension verticale des deux classes ne peuvent être synonymes.

Les répartitions des principaux microfossiles marqueurs isolés dans les formations turoniennes du Saumurois sont reprises dans le tableau de la figure 3 et appellent plusieurs remarques :

– les foraminifères planctoniques sont assez communs à la base de la série et se raréfient au fur et à mesure de l'installation des faciès tuffacés puis sablo-glauconieux. Les espèces *Whiteinella archaeocretacea* et *Helvetoglobotruncana helvetica* définissent deux zones reconnues mondialement, mais la mauvaise conservation des spécimens et les conditions paléobathymétriques peu profondes ne sont pas favorables pour établir un parallélisme très fin avec les zones d'ammonites. *Grosso modo*, les « grosses globigérines » marquent la base du Turonien et sont suivies par les *Dicarinella* gr. *hagni*. Le groupe « cf. *praehelvetica-helvetica* » débute dans la « craie marneuse » à *M. nodosoides* et se poursuit dans le Tuffeau de Saumur;

– les foraminifères benthiques ont peu de valeur biostratigraphique en eux-mêmes mais leur association peut confirmer les informations données par les formes planctoniques;

– dans le nannoplancton, cinquante espèces de coccolithes ont été reconnues. Leur fréquence et leur conservation sont fonction de la nature du milieu de sédimentation. La « craie marneuse » est assez riche tandis que les « sables glauconieux » apparaissent très pauvres et qu'aucune espèce n'est plus décelée au sommet. Trois biozones ont cependant été définies et sont identiques à celles définies dans le Boulonnais, le bassin de Paris et le sud-est de la France;

– les dinoflagellés sont représentés par 34 genres et les acritarches par 2 genres dans le Cénomanien terminal et le Turonien mais sont absents dans les « sables coniaciens ». La disparition de *Lithosphaeridium siphonophorum* et l'apparition de *Florentinia clavigera* marquent la base du Turonien. Les espèces présentes dans les formations turoniennes sont cependant insuffisantes pour proposer une biozonation qui pourrait être étendue à l'ensemble du bassin de Paris;

– la faune trop pauvre d'ostracodes n'autorise pas non plus l'établissement d'une zonation. Les « sables glauconieux » contiennent une association comprenant des espèces caractérisant le Turonien élevé du sondage de Civray-de-Touraine (niveaux 37 à 9,60 m).

Source : MNHN, Paris

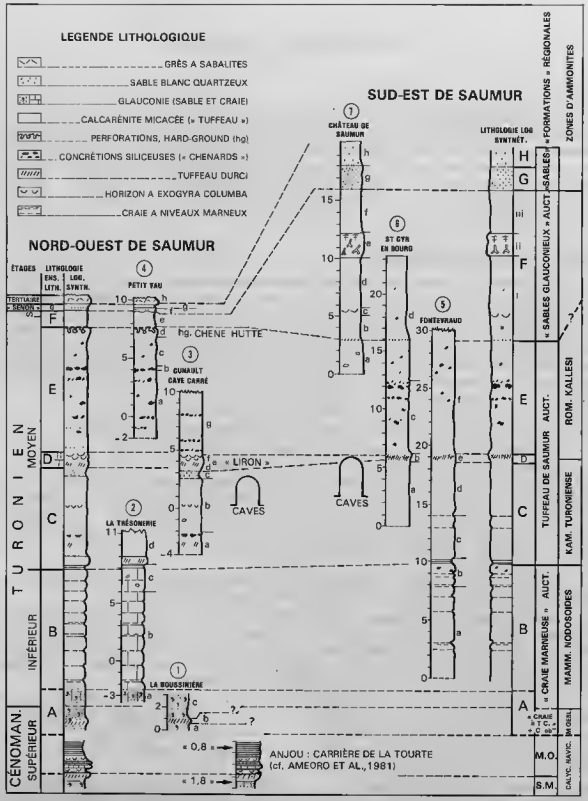


FIGURE 2. – Corrélation entre les coupes partielles du Turonien dans le Saumurois.

Source : MNHN, Paris

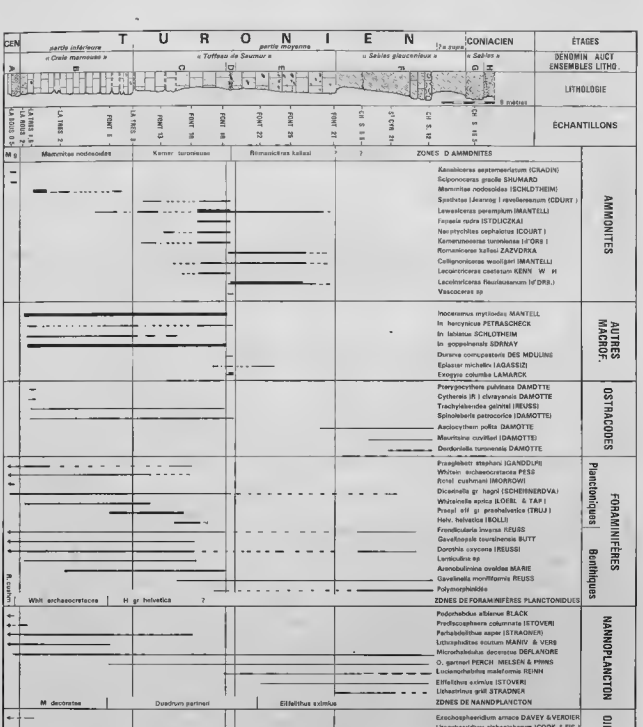


FIGURE 3. – Distribution des principales espèces de macrofossiles et microfossiles dans le Turonien du Saumurois.

Source : MNHN, Paris

C. SÉDIMENTOLOGIE.

La plupart des échantillons étudiés sur le plan de la biostratigraphie ont subi des analyses sédimentologiques et chimiques dont quelques termes ont été choisis pour figurer dans le tableau de la figure 4.

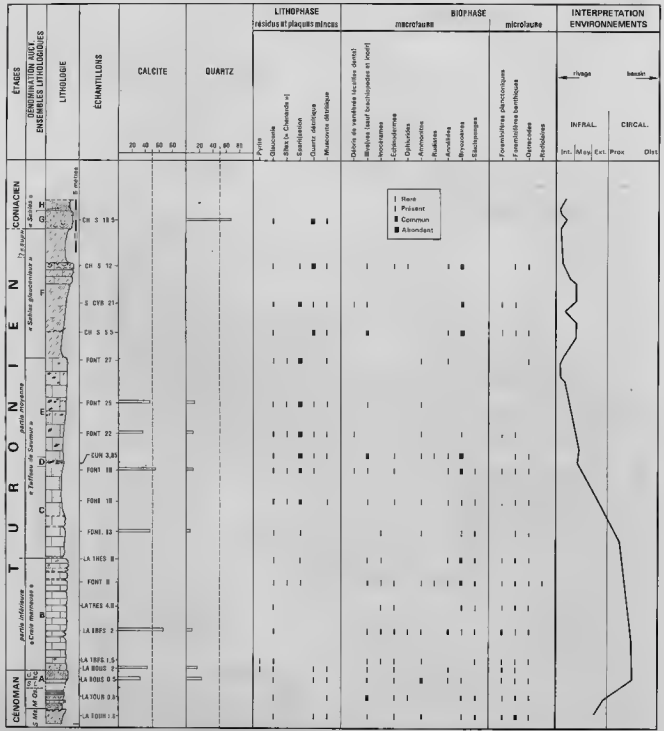


FIGURE 4. — Quelques résultats sédimentologiques dans le Turonien du Saumurois.

Source : MNHN, Paris

La « craie marneuse » est l'ensemble lithologique à la fois le plus carbonaté et le plus pauvre en grains de quartz détritique. Le Tuffeau de Saumur est aussi fort carbonaté mais contient d'assez nombreux éléments terrigènes (quartz, muscovite) et sa granularité est nettement perceptible par le fait d'une sparitisation secondaire.

L'abondance relative des foraminifères planctoniques dans la « craie marneuse », comme la présence de restes planctoniques ou pélagiques divers, indique le taux de « marinité » le plus élevé dans le Saumurois. L'environnement correspondant doit se situer près de la limite entre les étages infralittoral à circalittoral proximal.

Dans le Tuffeau de Saumur, la rareté des foraminifères planctoniques et la présence d'organismes vivant sous une tranche d'eau plus faible impliquent un milieu marin moins profond proche de l'infralittoral externe à moyen.

Le développement d'une sédimentation à caractère nettement sableux dès la fin du Turonien moyen (contre une sédimentation tuffacée à hard-grounds en Touraine) peut être dû à une simple variation locale ou régionale des conditions bathymétriques (jeu ou rejeu de compartiments tectoniques par exemple).

III. – LE SONDAGE DE CIVRAY-DE-TOURAINE

A. Lithologie.

Les cent mètres de Turonien traversés par le sondage ont été subdivisés en trois ensembles ayant valeur de formations et présentant les caractères lithologiques suivants, de haut en bas (figure 5) :

– Tuffeau jaune de Touraine : calcaire sableux et glauconieux alternant avec des bancs de grès et de sables glauconieux; présence de nombreuses surfaces d'érosion et de hard-grounds. Épaisseur : 25 m environ.

– Tuffeau de Bourré : calcarénite sableuse et micacée de teinte grise avec bancs noduleux et concrétions siliceuses. Épaisseur : 40 m environ.

– Craie à Inocérames : craie grisâtre ou blanchâtre, avec lits de silex noirs (16 m) passant vers la base à une craie identique mais sans silex (17 m).

B. Contenu paléontologique (Figure 6).

Le carottage complet du sondage de Civray a permis d'entreprendre une investigation micropaléontologique très précise de toute la série turonienne de Touraine.

– Dans le groupe de foraminifères planctoniques, on retrouve la succession des espèces mises en évidence dans le Saumurois. Parmi les marqueurs les plus significatifs, il faut citer, à la base du Turonien, la présence de « grosses globigérines » (*Whiteinella archaeocretacea, W. aprica*, etc.) et de *Dicarinella hagni*. Un peu plus haut dans la « Craie à Inocérames » apparaissent les *Praeglobotruncana praehelvetica* suivies des *Helveglobotruncana helvetica* signalées pour la première fois dans la région stratotypique. Dans les faciès tuffacés (Tuffeau de Bourré et Tuffeau jaune), les foraminifères planctoniques sont rares ou mal conservés et seuls quelques Marginotruncanidés ont pu être décelés (*Marginotruncana sigali, M.* cf. *schneegansi, M. pseudolinneiana*).

– Parmi les ostracodes, il faut souligner la présence dans le tuffeau jaune d'une association dont les principaux termes ont été retrouvés à la partie supérieure des « sables glauconieux » du Saumurois (section du Château de Saumur) impliquant ainsi l'existence probable d'une partie du Turonien élevé dans cette dernière région.

– Le nannoplancton calcaire a fourni plus de cinquante espèces où l'on retrouve les index des trois zones définies ailleurs dans les domaines boréal et téthysien, soit successivement : *Microrhabdulus decoratus, Quadrum gartneri* et *Eiffelithus eximius*.

Source : MNHN, Paris

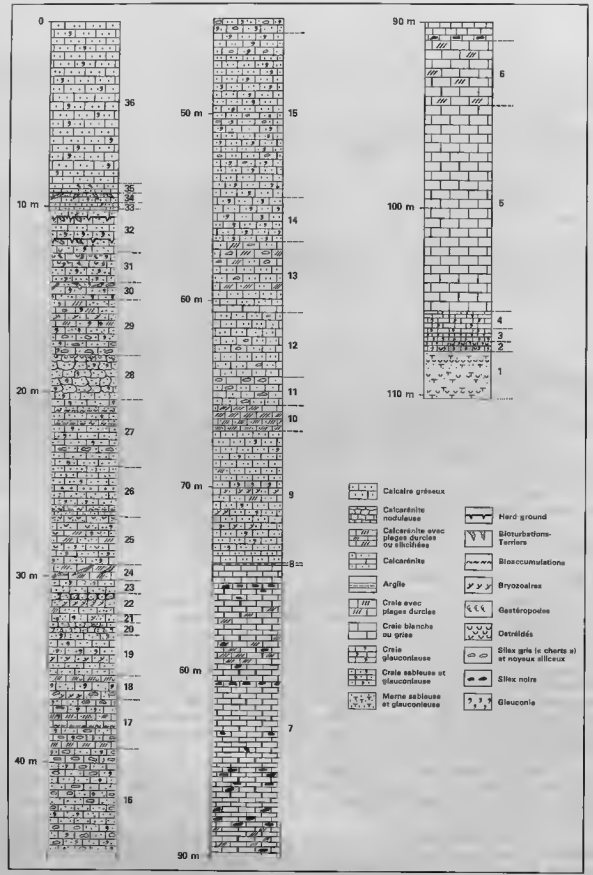
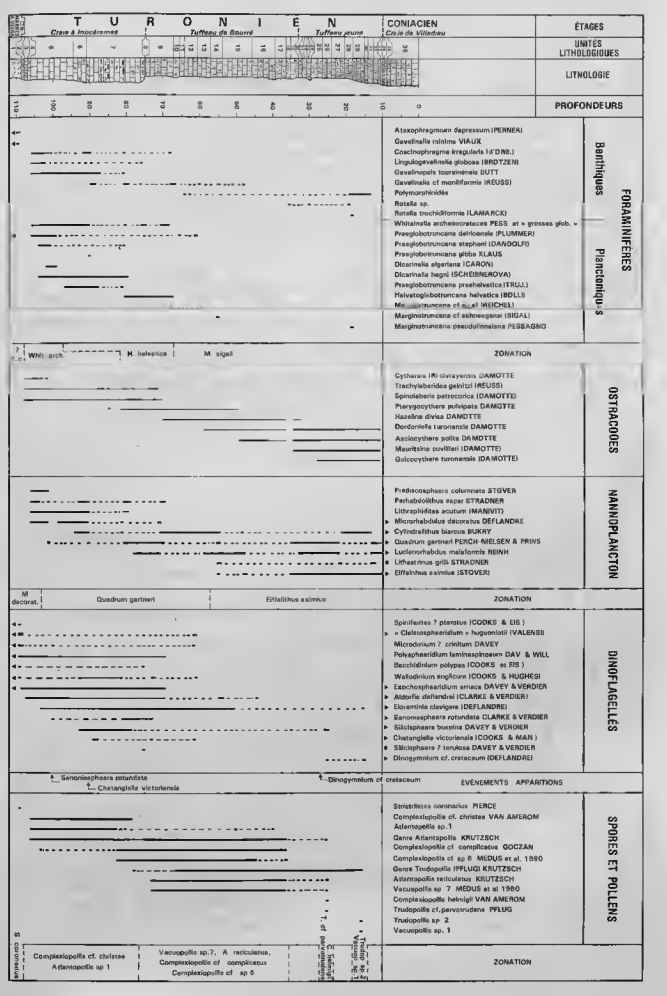


FIGURE 5. — Lithologie des formations traversées par le sondage de Civray-de-Touraine (Sénonien, Turonien et Cénomanien).

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

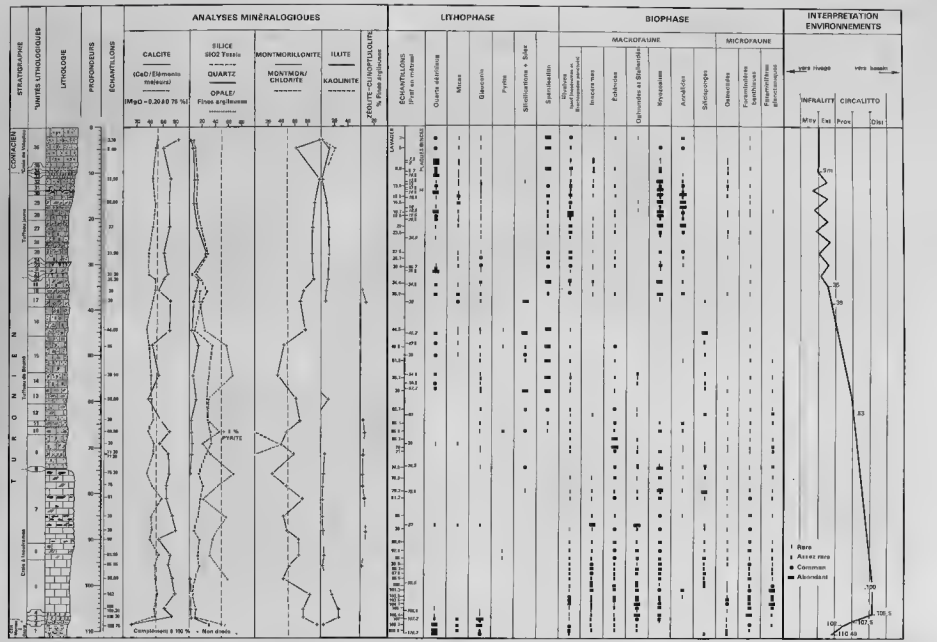


FIGURE 7. – Quelques résultats sédimentologiques dans le Turonien de Civray-de-Touraine.

Source : MNHN, Paris

– Les dinoflagellés sont relativement abondants dans la « Craie à Inocérames » ainsi qu'à la base du Tuffeau de Bourré et les apparitions de *Senoniasphaera rotundata* et de *Florentinia clavigera* se situent très près de la base du Turonien. Au sommet du Tuffeau jaune, l'apparition de *Dinogymnium* cf. *cretaceum* n'est pas éloignée de la base du Coniacien. Les associations ne sont pourtant pas suffisamment riches pour proposer une zonation significative en Touraine.

– Les formations crayeuses et tuffacées touchées en profondeur par le sondage n'ont pas subi une oxydation de la matière organique comme dans le cas des affleurements du Saumurois. Les spores et pollens ont été mieux conservés et l'extension verticale de plusieurs genres et espèces de Normapolles a pu être relevée dans la presque totalité des échantillons. Le tableau de la figure 6 donne ainsi la distribution de quelques taxons qui pourraient être utilisés dans l'avenir pour soutenir une zonation.

C. SÉDIMENTOLOGIE (Figure 7).

Après un fort changement du régime de la sédimentation entre les argiles silteuses du Cénomanien et les craies-tuffeaux du Turonien, les conditions de sédimentation et de milieu de dépôt ainsi que le paysage n'ont pas subi d'évolution très importante au cours du Turonien :

- le paléomilieu évolue entre le domaine circalittoral proximal et le domaine infralittoral externe à moyen ;
- le continent voisin ne subit pas d'effets tectoniques accusés si ce n'est un léger rajeunissement marqué par un faible détritisme dans le Tuffeau jaune ;
- le niveau d'énergie est généralement bas sauf dans le Tuffeau jaune.

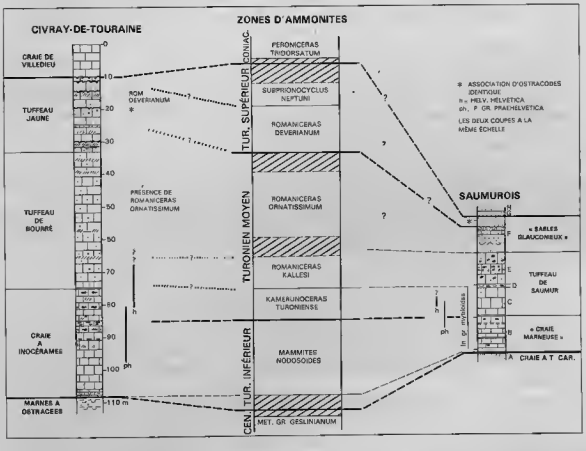


FIGURE 8. – Essai de corrélation entre les affleurements du Saumurois et le sondage de Civray-de-Touraine.

Source : MNHN, Paris

partie infér. du TURONIEN		partie moyenne du TURONIEN				partie supérieure du TURONIEN			SUBDIVISIONS ADOPTÉES
« TURONIEN BASAL » (faunes condensées)	Mammites nodosoides	Kamerunoceras turoniense	Romaniceras kallesi	Romaniceras ornatissimum	Romaniceras deverianum	Romaniceras deverianum	Subprionocyclus neptuni	Pas de récoltes	ZONE D'AMMONITES ASSEMBLAGE AMÉDRO ET AL. 1981
		Collignoniceras woollgari							
LIGÉRIEN		M. rochebr. L. labiatus	ANGOUMIEN						COQUAND 1857-1875
zone à Inoceramus labiatus		zone à Terebretulina gracilis				zone à M. breviporus			BARROIS 1878
LIGÉRIEN						ANGOUMIEN			DE GROSS. 1889
		SAUMURIEN							DE GROSS. 1901, p. 783
SAUMURIEN (Turonien inférieur)					ANGOUMIEN (Turonien supérieur)				DE GROSS. 1901, p. 785
TURONIEN INF		TURONIEN MOYEN				TURONIEN SUPÉRIEUR			LECOINTRE Coll.Crét.sup.1959
z. à I. labiatus TUR. INFÉRIEUR		z. à I. lamarcki TUR. MOYEN				z. à I. vancouver. TUR. SUPÉRIEUR			TRÖGER 1967
LOW TURONIAN		MID TURONIAN				HIGH TURONIAN			KENNEDY et al. 1976, 1977
LOW TURONIAN		MIO TURONIAN					HIGH TURONIAN		KENNEDY et al. 1980
TURONIEN INF		TURONIEN MOYEN				TURONIEN SUPÉRIEUR			ALCAYDÉ in B.R.G.M 26e C.G.I., 1980
INFÉRIEUR		MOYEN				SUPÉRIEUR			AMÉDRO in ROBASZYNSKI et al., 1981

FIGURE 9. – Subdivisions du Turonien.

Le maximum de « marinité » se situe dans la partie inférieure de la Craie à Inocérames jusqu'à la profondeur – 100 m, c'est-à-dire immédiatement après le changement de régime du Cénomanien au Turonien qui devrait correspondre à une élévation du niveau d'eau (eustatisme).

Le reste de la série turonienne correspond à une séquence globalement quoique faiblement régressive. Un changement mineur de l'épaisseur de la tranche d'eau, sans modification radicale du paysage, peut avoir suffi à initier cette évolution apparente.

IV. – CONCLUSION

Dans la région-type, le Turonien est limité à la base par l'apparition de *Mammites nodosoides* et *Inoceramus* gr. *mytiloides*, et au sommet par l'apparition de l'espèce coniacienne *Peroniceras tridorsatum* dans la Craie de Villedieu. Les subdivisions suivantes sont proposées, du Saumurois à la Touraine (Figures 8 et 9) :

- Turonien supérieur : apparition de *Romaniceras deverianum*.
- Turonien moyen : apparition régionale de *Kamerunoceras turoniense* et *Collignoniceras woollgari*.
- Turonien inférieur : extension de *Mammites nodosoides* (le Turonien basal avec la zone à *Watinoceras coloradoense* n'est pas représenté).

Source : MNHN, Paris

Si l'on accepte que l'extinction de *M. nodosoides*, correspondant sensiblement à l'apparition de *C. woollgari*, marque la fin du Turonien inférieur, les foraminifères planctoniques du groupe « *praehelvetica-H. helvetica* » débutent dans le Turonien inférieur. Bien que les faciès ne soient pas bien favorables au développement ou à la conservation de microfossiles, les extensions de nombreuses espèces ont pu être parallélisées avec celles de macrofossiles marqueurs.

Par ailleurs, l'extension d'*I.* gr. *mytiloides* dépasse largement celle de *M. nodosoides*, les zones définies par ces deux fossiles marqueurs ne peuvent être synonymes.

Quant à l'environnement sédimentaire, les dépôts du Turonien inférieur se sont établis dans un milieu marin ouvert tandis qu'au Turonien moyen, les faciès et le contenu paléontologique révèlent une évolution vers un milieu marin moins profond. Le Turonien supérieur, réduit et sableux, s'il existe réellement dans le Saumurois, a un caractère détritique et régressif en Touraine où il est souligné par de nombreuses surfaces de discontinuité.

Un essai de corrélation entre les affleurements du Saumurois et le sondage de Civray-de-Touraine est tenté à la figure 8.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Alcaydé G. (1970). – Carte géologique à 1/50.000e. Notice de la feuille de Saumur : Crétacé. B.R.G.M.

Alcaydé G. (1980). – Le Turonien *in* Les étages français et leurs stratotypes. *Mém. B.R.G.M.*, n° 109, p. 139-144.

Alcaydé G., Monciardini C. (1980). – Turonien, *in* « Synthèse géologique du bassin de Paris », *Mém. B.R.G.M.*, n° 101, p. 297-307 et *Mém. B.R.G.M.*, n° 102, carte CS3.

Amédro F., Badillet G. (1978). – Répartition des ammonites dans quelques coupes du Turonien des environs de Saumur (Maine-et-Loire). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 286, p. 323-325.

Amédro F., Badillet G., Robaszynski F. (1981). – Un horizon à Pseudocalycoceras (ammonoidea) dans les marnes à Ostracées de l'Anjou (Cénomanien supérieur). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 99, p. 491-498, 3 fig., 2 pl.

Amédro F., Manivit H., Robaszynski F. (1979). – Échelles biostratigraphiques du Turonien au Santonien dans les craies du Boulonnais (Macro-Micro-Nannofossiles). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 98, p. 287-305, 2 pl.

Babinot J. F. (1980). – Les Ostracodes du Crétacé supérieur de Provence. Systématique, biostratigraphie, paléoécologie. *Trav. Lab. géol. hist. Paléont. Univ. Provence*, 10, p. 1-634, 53 pl.

Bellier J. P. (1968). – Étude micropaléontologique du Turonien du Sud-Ouest du bassin de Paris. Thèse 3e cycle, Fac. Sc. Paris, 201 p., 25 pl.

Butt A. A. (1966). – Foraminifera of the type Turonian. *Micropaleontology*, vol. 12, n° 2, p. 168-180, 5 text-fig., 2 tabl., pl. 1-4.

Cobban W. A., Scott G. R. (1972). – Stratigraphy and ammonite fauna of the Graneros Shale and Greenhorn limestone near Pueblo, Colorado. *U.S. Geol. Surv. Prof. paper*, n° 645, 108 p., 39 pl.

Conard M., Manivit H. (1979). – Contribution à l'étude biostratigraphique du Crétacé supérieur d'une coupe du Massif du Braus (Alpes-Maritimes, S.E. France). *Geobios*, n° 12, p. 437-443, 1 fig., 3 tabl.

Couffon O. (1936). – La période crétacée en Anjou. *Rev. Hydrogéol. angevine*, 5e année, p. 1-128.

Courtillier (1867). – Les ammonites du Tuffeau. *Ann. Soc. linn. Maine-et-Loire*, t. 9, p. 1-8, pl. 1-8.

Damotte R. (1962). – Quelques ostracodes du Turonien inférieur de Touraine. *Rev. Micropal.*, 5, p. 191-205, 3 pl.

Damotte R. (1971). – Contribution à l'étude des ostracodes marins dans le Crétacé du Bassin de Paris. *Mém. Soc. Géol. France*, 113, p. 1-152, 8 pl.

Davey R. J., Verdier J. P. (1976). – A review of certain non-tabulate Cretaceous hystrichospheric dinocyts. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 22, p. 307-335, 8 fig., 4 pl.

Foucher J. C. (1979). – Distribution stratigraphique des kystes de Dinoflagellés et des Acritarches dans le Crétacé supérieur du Bassin de Paris et de l'Europe septentrionale. *Palaeontographica*, B, 169, p. 78-105, 1 fig., 4 tabl.

Foucher J. C. (sous presse). – Kystes de Dinoflagellés du Crétacé moyen européen. *In* Poignant A. F. et al. : Essai de synthèse biostratigraphique de la partie moyenne du Crétacé européen. *Cretaceous Research*, 3 tabl.

Source : MNHN, Paris

GROSSOUVRE A. de (1900). — Le Crétacé de la Touraine et du Maine. *Congr. géol. int.* Paris, n° 5, p. 1-10.

GROSSOUVRE A. de (1901). — Recherches sur la craie supérieure. Stratigraphie générale. *Mém. Corte géol. France*, p. 1-783.

HANCOCK J. M., KENNEDY W. J., WRIGHT C. W. (1977). — Towards a correlation of the Turonian sequences of Japan with those of North-West Europe. *Palaeont. Soc. Japan.* Spec. pap. n° 21, p. 151-168.

KENNEDY W. J., WRIGHT C. W., HANCOCK J. M. (1980). — Collignoniceratid ammonites from Mid-Turonian of England and Northern France. *Palaeontology*, vol. 23, p. 557-603, pl. 62-77.

LECOINTRE G. (1947). — La Touraine. Géologie régionale de la France — Act. scient. et ind. 1027. Hermann, Paris, 250 p., 48 fig., 4 pl.

LECOINTRE G. (1959). — Le Turonien dans sa région-type : la Touraine. *In* Coll. Crétacé sup. français. *C. R. Congr. Soc. Sav.* Dijon, p. 415-423.

MANIVIT H. (sous presse). — Les Nannofossiles du Crétacé moyen européen. *In* POIGNANT A. F. : Essai de synthèse biostratigraphique de la partie moyenne du Crétacé européen. *Cretaceous Research*, 1 tabl., 1 pl.

MANIVIT J. et MONCIARDINI C. (1976). — Le Crétacé de la feuille á 1/50.000e Château-Renault (Indre-et-Loire). *Bull. inf. géol. bass. Paris*, t. 13, n° 2, p. 59-61.

MATSUMOTO T. (1977). — Mid-Cretaceous biostratigraphic succession in Hokkaido (Japan). *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, t. 4, n° 33, p. 1-23.

MÉGNIEN Cl. [sous la dir. de] (1980). — Synthèse géologique du Bassin de Paris. 3 vol. *Mém. B.R.G.M.*, n° 101, 102, 103.

MONCIARDINI Ch. (1978). — Biozones de foraminifères et faciès du Turonien dans le Nord du bassin de Paris. *Bull. B.R.G.M.*, sect. 1, p. 207-223, 3 profils, 1 tabl., 4 cartes.

ORBIGNY A. d' (1842). — Paléontologie française — Terrains crétacés, t. II, Gastéropodes. Masson, Paris.

ORBIGNY A. d' (1847). — Paléontologie française — Terrains crétacés, t. IV, Brachiopodes. Masson, Paris.

ORBIGNY A. d' (1852). — Cours élémentaire de Paléontologie et de géologie stratigraphique, t. 2, Masson, Paris.

POWELL J. D. (1963). — Turonian (Cretaceous) ammonites from Northeastern Chihuahua, Mexico. *Journ. Palaeont.*, t. 37, p. 1217-1232, pl. 166-171.

ROBASZYNSKI F., CARON M. et groupe de travail européen sur les foraminifères planctoniques (1979). — Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer boréale et Téthys). *Cahiers Micropal.* C.N.R.S. Paris; fasc. 1 : 185 p., fig. 1-11, 1 tabl., pl. 1-39; fasc. 2 : 181 p., fig. 12-15, pl. 40-80.

ROBASZYNSKI F. et AMÉDRO F. (coord.), FOUCHER J. C., GASPARD D., MAGNIEZ-JANNIN F., MANIVIT H., SORNAY J. (1980). — Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : foraminifères, nannoplancton, dinoflagellés et macrofaunes. *Rev. Micropal.*, 22, 4, p. 195-321, 28 fig., 20 pl.

SEIBERTZ E. (1979). — Stratigraphisch-fazielle Entwicklung des Turon im Südöstlichen Münsterland (Oberkreide, NW Deutschland). *Newsl. Stratigraphy*, 8, p. 3-60.

SORNAY J. (1956). — Lexique stratigraphique international. Europe. Fasc. 4 a VI, Crétacé, C.N.R.S.

TRÖGER K. A. (1981). — Zur Problemen der Biostratigraphie der Inoceramen und der Untergliederung des Cenomans und Turons in Mittel und Osteuropa. *Newsl. Stratigraphy*, vol. 9, n° 3, p. 139-156.

VERBEEK J. W. (1977). — The position of the Cenomanian and Turonian stratotypes in planktonic biostratigraphy. *Proc. Kon. Akad. Wet.* B, 80, p. 16-37.

WIEDMANN J., KAUFFMAN E. G. (1976). — Mid-Cretaceous Biostratigraphy of Northern Spain. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, t. 4, n° 3, p. 1-10, pl. 1-12.

Source : MNHN, Paris

MISE AU POINT SUR LES FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES DU TURONIEN-TYPE

PAR

Jean-Pierre BELLIER *

Résumé :

Complétant un essai d'inventaire tenté il y a plusieurs années (BELLIER, 1971), quelques Foraminifères planctoniques représentatifs du Turonien-type sont présentés. Tenant compte des réaménagements taxonomiques nécessaires apportés aux premières interprétations, l'association de la Craie à *Inoceramus labiatus* peut être caractérisée par : *Whiteinella aprica* (LOEBLICH & TAPPAN), *Wh. paradubia* (SIGAL), *Praeglobotruncana* cf. *aumalensis* (SIGAL), *Pr.* cf. *gibba* KLAUS, *Dicarinella* cf. *imbricata* (MORNOD) et *Di. hagni* (SCHEIBNEROVA). L'extension turonienne de la zone à *Whiteinella aprica* ne peut être précisée, en l'absence de tout indice certain de la présence d'*Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI) dans les matériaux étudiés jusqu'à présent.

ACCURATE STATEMENT ON PLANKTONIC FORAMINIFERA OF THE TYPE TURONIAN

Abstract :

Completing a previous paper on the question (BELLIER, 1971), some typical planktonic Foraminifera of the type Turonian are presented. According to new taxonomic concepts, the "Craie à *Inoceramus labiatus*" association is distinctly marked by : *Whiteinella aprica, Wh. paradubia, Praeglobotruncana* cf. *aumalensis, Pr.* cf. *gibba, Dicarinella* cf. *imbricata* and *Di. hagni.* It is not possible to determine the extension of the *Whiteinella aprica* zone, because *Helvetoglobotruncana helvetica* has not yet been found in the available samples.

INTRODUCTION

Un essai d'inventaire des Foraminifères planctoniques du Turonien-type a déjà été tenté il y a une dizaine d'années (BELLIER, 1971). Depuis la date de publication de cette étude, la connaissance des espèces du Crétacé moyen a sensiblement progressé comme en témoignent les publications du Groupe de Travail européen des Foraminifères planctoniques (ROBASZYNSKI, CARON *et alii*, 1979), de telle sorte qu'une révision des premières interprétations devenait nécessaire. L'examen du matériel type a donc été repris, dans le but de réactualiser la taxonomie et, compte tenu de la médiocre qualité des objets observés, l'aide du microscope électronique à balayage a été sollicitée de manière systématique.

* Laboratoire de Micropaléontologie, Département de Géologie Sédimentaire, Université Pierre et Marie Curie, 4, Place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05.

Source : MNHN, Paris

PROVENANCE DU MATÉRIEL

La majeure partie des échantillons étudiés a été prélevée dans la vallée du Cher, suivant une coupe désignée par LECOINTRE (description et références *in* Colloque sur le Crétacé supérieur français, 1959) comme section type du Turonien. Étendue sur une trentaine de kilomètres, celle-ci débute dans la classique carrière de Fretevou qui présente la succession suivante, de bas en haut :

– Marnes à *Ostrea columba*, *O. vesiculosa*, datées par *Acanthoceras cenomanense* ;
– Craie argileuse grise, à « *Rhynchonella cuvieri* », entité n'ayant fourni encore que peu d'informations;
– Craie argileuse blanche à *Inoceramus labiatus*, dont les limites sont difficiles à déterminer (cf. CARTER & HART, 1977);
– Craie argileuse à silex.

Les formations supérieures se rencontrent ensuite en suivant le cours de la rivière : « Tuffeau » blanc de Bourré, puis « Tuffeau » jaune de Touraine, tous deux d'une désolante pauvreté en Foraminifères.

Bien qu'il soit difficile d'évaluer l'épaisseur des différentes unités lithologiques, la puissance de l'ensemble du Turonien peut être évaluée à une centaine de mètres.

RÉSULTATS MICROPALÉONTOLOGIQUES

Des deux « tuffeaux », seul celui de Bourré a livré quelques Hedbergelles; de petite taille, mal conservées, elles sont spécifiquement indéterminables. Les Foraminifères planctoniques sont mieux représentés dans les formations inférieures : présents dans la Craie grise, plus fréquents dans la Craie blanche, ils s'estompent dans la Craie à silex.

Le bilan de la révision des espèces de la Craie à *Inoceramus labiatus* s'établit comme suit : *Whiteinella aprica* (LOEBLICH & TAPPAN), *Wh. paradubia* (SIGAL), *Praeglobotruncana* cf. *aumalensis* (SIGAL), *Pr.* cf. *gibba* KLAUS, *Dicarinella* cf. *imbricata* (MORNOD), *Di. hagni* (SCHEIBNEROVA), auxquelles s'ajoutent *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), *Heterohelix globulosus* (EHRENBERG).

Les modifications apportées, par rapport aux déterminations antérieures (BELLIER, 1971) nuancent donc légèrement les attributions spécifiques des *Praeglobatruncana* et des *Dicarinella*, et intéressent surtout les formes à loges globuleuses chez lesquelles *Whiteinella aprica* remplace « *Rotundina cretacea* (d'ORBIGNY) » (cf. BELLIER & SALAJ, 1973).

CONCLUSION

Les Foraminifères planctoniques, dont les principaux types morphologiques sont refigurés, sont donc représentés dans la Craie à *Inoceramus labiatus* par des espèces à loges globuleuses et des espèces à test caréné. L'association des premières et le degré d'évolution des secondes caractérisent assez bien la zone à *Whiteinella aprica* (LOEBLICH & TAPPAN). Il s'agit de la biozone nommée originellement zone à « Grandes Globigérines » par SIGAL (1955). Le sens de cet intervalle biostratigraphique est le même que celui de la zone à *Praeglobotruncana gigantea* LEHMANN, définie par BOLLI (1966), le changement de dénomination tenant compte, conformément aux règles de procédure, de la synonymie des taxons *aprica* et *gigantea*.

Déjà en partie représentée dans les strates cénomaniennes de la Sarthe, la zone à *Whiteinella aprica* (zone à *Rotundina cretacea* et *Praeglobotruncana imbricata in* BELLIER, 1978) se place donc, au moins dans les régions proches des stratotypes du Cénomanien et du Turonien, « à cheval » sur la limite

Source : MNHN, Paris

des deux étages. S'agissant d'une zone intervallaire se terminant, d'après sa définition, par le biohorizon marqué par l'apparition d'*Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), son extension turonienne ne peut être précisée, en l'absence de tout indice certain de la présence de cette dernière espèce dans le matériel étudié jusqu'à présent.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BELLIER J.-P. (1971). – Les Foraminifères planctoniques du Turonien-type. *Rev. Micropal.*, 14, 2, 85-90.

BELLIER J.-P. (1978). – Zones de Foraminifères planctoniques du Cénomanien tunisien. *Géol. Médit.*, 5, 1, 27-29.

BELLIER J.-P. & SALAJ J. (1973). – Observations sur deux espèces du genre *Rotundina* SUBBOTINA 1953, emend. SALAJ 1962. *Rev. Micropal.*, 16, 1, 7-13.

BOLLI H. M. (1966). – Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic Foraminifera. *Bol. Inf. Aso. Venez. Geol. Min. Petr.*, 9, 1, 3-32.

CARTER D. J. & HART M. B. (1977). – Aspects of mid-Cretaceous stratigraphical micropalaeontology. *Bull. British Mus. Nat. Hist.*, Geol., ser. 29, 1, 1-135.

LECOINTRE G. (1959). – Le Turonien dans sa région-type : la Touraine. *In* : Colloque sur le Crétacé supérieur français. *84e Congr. Soc. Sav. Paris et Dép.*, Dijon, 415-423.

ROBASZYNSKI F., CARON M. *et al.* (1979). – Atlas de Foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer boréale et Téthys). *Cahiers Micropal.*, 1, 1-185 et 2, 1-181.

SIGAL J. (1955). – Notes micropaléontologiques nord-africaines. I. Du Cénomanien au Santonien : zones et limites en faciès pélagique. *C. R. somm. Soc. géol. France*, 8, 157-160.

Source : MNHN, Paris

Foraminifères planctoniques de la Craie argileuse à *Inoceramus labiatus*, carrière de Fretevou, commune de Châtillon-sur-Cher, Loir-et-Cher.

Toutes les figures × 100, sauf figures 7-8 × 90 et 16 × 200.

1-3 *Hedbergella delrioensis* (Carsey, 1926)
1. face spirale
2. profil
3. face ombilicale

4-6 *Whiteinella aprica* (Loeblich & Tappan, 1961)
4. face spirale
5. profil
6. face ombilicale

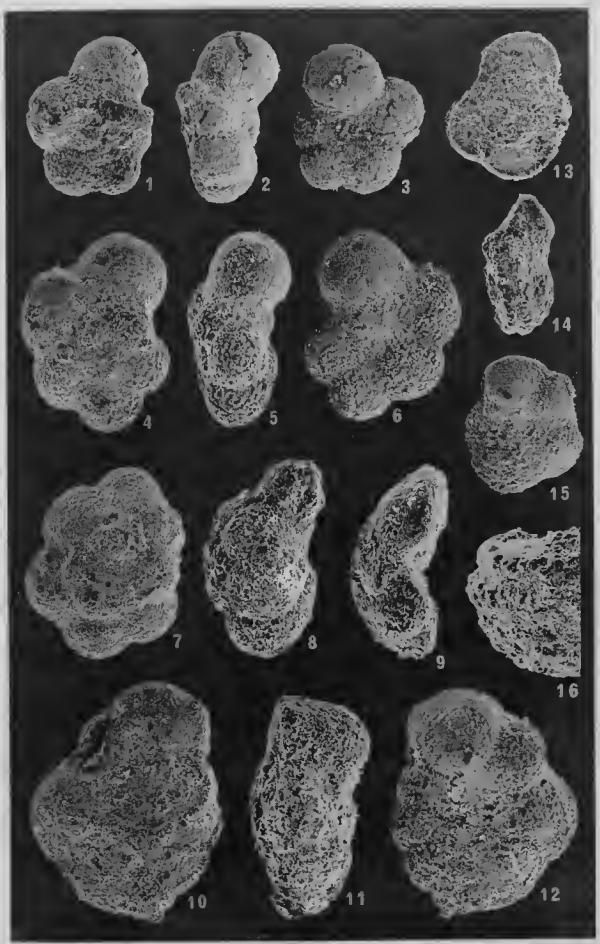
7-8 *Whiteinella paradubia* (Sigal, 1952)
7. face spirale
8. profil

9 *Praeglobotruncana* cf. *aumalensis* (Sigal, 1952)
profil

10-12 Test dont la forme évoque *Dicarinella hagni* (Scheibnerova, 1962) mais aussi *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli, 1945)
10. face spirale
11. profil
12. face ombilicale

13-16 *Dicarinella* cf. *hagni* (Scheibnerova, 1962)
13. face spirale
14. profil
15. face ombilicale
16. périphérie.

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

LES PALÉOMILIEUX TURONIENS DANS LE BASSIN DE PARIS

PAR

C. MONCIARDINI *, G. ALCAYDÉ ** (Anjou-Touraine)

Résumé :

Une confrontation entre les connaissances générales acquises sur les plates-formes carbonatées et les observations réalisées dans le Turonien du bassin de Paris ont permis, sur la base d'une pluralité de critères, de caractériser trois « étages » littoraux.

Quelques formations parmi les plus représentatives ont été approximativement situées par rapport aux domaines précédemment définis.

Une présentation graphique a été délibérément adoptée pour faciliter la discussion. Dans une phase ultérieure, ces résultats seront traduits sous forme de cartes paléogéographiques.

THE PALEOENVIRONMENTS OF THE TURONIAN IN THE PARIS BASIN

Abstract :

A confrontation between the general knowledge acquired on the carbonated shelves and the observations made in the Paris basin Turonian has enabled us, on the basis of a plurality of criteria to characterize three littoral "levels".

A few of the most representative formations have been approximately situated in relation to the domains previously defined. A graphic presentation has been deliberately adopted to facilitate the discussion. At a later stage, these results will be translated into paleogeographic maps.

I. — INTRODUCTION

Cette reconstitution avait été esquissée dans la synthèse réalisée sur le bassin en 1980. Elle est ici poussée plus avant par une confrontation entre les connaissances générales acquises sur les plates-formes carbonatées et les observations faites sur la série étudiée.

Outre l'apport bibliographique et en particulier celui fourni par le travail de M. P. AUBRY (1972) sur les craies de Haute-Normandie, les documents ayant servi à l'élaboration de cette étude proviennent :

• d'informations recueillies lors de l'appui micropaléontologique à plus de cinquante levés à 1/50.000e dans la craie du bassin de Paris et portant sur plus de 10 000 échantillons. Pour chacun d'entre eux, outre une attribution stratigraphique basée sur les foraminifères, une évaluation semi-quantitative des éléments figurés de la lithophase et de la biophase a été effectuée sur résidus de lavage.

* Service géologique national, B.R.G.M., 45060 Orléans.
** Laboratoire de Géologie. Muséum national d'Histoire naturelle, 43, rue de Buffon, 75005 Paris.

Source : MNHN, Paris

Pour chaque 1/50.000e, ces résultats ont été reportés parallèlement à une coupe synthétique régionale, afin de mettre en évidence l'évolution de ces différents facteurs :

- des connaissances approfondies de l'un de nous sur la géologie du Turonien d'Anjou-Touraine ;
- d'une étude des paléomilieux réalisée sur le sondage carotté stratotypique de Civray-de-Touraine (publication S.N.E.A., à paraître).

II. – CRITÈRES DE CARACTÉRISATION DES PALÉOMILIEUX

À l'aide de quelques critères majeurs, une définition sommaire des différents domaines de la plate-forme turonienne a d'abord été établie

– *domaine infralittoral :* il englobe ici des dépôts marins francs à haut niveau d'énergie. Sa subdivision n'est pas nettement marquée, probablement du fait de l'absence d'une barrière émergée. La partie externe, caractérisée par la présence de bryozoaires et de nodosariidés, passe à la partie moyenne par la raréfaction de ces deux groupes et la présence d'organismes plus internes tels que miliolidés et *Rotalia*. Aucun dépôt de plate-forme interne proprement dite n'a été observé. Bien que situé par définition en-deçà de la limite photique, ce domaine n'a pu être caractérisé par la présence d'algues vertes, rares ou encore mal connues ;

– *domaine circalittoral :* la partie proximale de ce domaine concerne des dépôts à niveau d'énergie moyen à élevé avec bryozoaires et biophase de mer ouverte, abondante et diversifiée.

La partie distale, dépourvue de bryozoaires, est marquée par un enrichissement en microfaune planctonique, une régression (ou une moindre diversification) du benthos cependant toujours représenté, une sédimentation monotone à bas niveau d'énergie.

Après ce premier cadrage, d'autres paramètres d'inégale importance ont été pris en compte. L'ensemble a été classé et regroupé dans la partie inférieure du tableau (p. 38). Ces critères appellent quelques commentaires :

II.1. Principaux constituants de la lithophase.

2.1. Quartz et micas : la sédimentation de type franchement détritique est exceptionnelle et localisée près de la bordure sud-ouest du bassin (Anjou-Touraine). Elle s'y combine le plus souvent avec une phase carbonatée (calcarénites). Cet apport continental n'a pas d'équivalent connu le long du bloc Brabant-Ardennes au nord du bassin, ni à proximité du bloc armoricain à l'ouest.

2.2. Glauconie : selon G. Odin (1975), la glauconie se développe en mer ouverte sous des tranches d'eau supérieures à 50-60 m et généralement inférieures à 400 m. Les glauconitites turoniennes du Nord (tourtias et faux tourtias) sont compatibles avec ce schéma (profil côtier abrupt modelé par le socle, l'absence de détritisme pouvant être imputable à un régime de biostasie ou à un éloignement de la ligne de rivage originelle). En revanche, la glauconie éparse ou en niveaux verdis est liée à des dépôts sous faible tranche d'eau et de haute énergie, dans un contexte de sédimentation rythmée et perturbée (hard-grounds, stratification oblique) appartenant, pour une part du moins, au domaine infralittoral. La présence de ce minéral est alors délicate à justifier, d'après l'hypothèse de G. Odin, sinon par le biais d'un transport à partir d'une source d'ailleurs problématique.

2.3. Dolomite : les accidents dolomitiques sont liés uniquement aux dépôts rythmés de haute énergie (hard-grounds, craies sparitisées). Ils se présentent souvent sous forme de bancs crayeux dédolomitisés, plus rarement sous forme de dolomie cristalline pulvérulente.

2.4. Silex et silicifications : les silex en boule ou en rognon sont surtout liés aux craies rythmées, les silex tabulaires étant associés aux craies et calcarénites à sédimentation perturbée. Les silicifications plus diffuses de type chaille, à noyau réduit et cortex développé, affectent les dépôts plus monotones (tuffeau blanc). Les silex se raréfient ou disparaissent dans les craies marneuses et sont absents dans les marnes.

Source : MNHN, Paris

II.2. Principaux lithofaciès.

Les craies représentent le faciès dominant du bassin. Argileuses ou non, ce sont en général des biomicrites qui passent à des microsparites ou des sparites plus ou moins fossilifères dans les contextes de sédimentation agitée.

Cette sparitisation affecte également une large partie des calcarénites (tuffeaux) localisées près de la bordure sud-ouest. Quant aux marnes, elles occupent un large secteur dans le Nord et la Picardie (Diéves).

II.3. Facteurs dynamiques et niveaux d'énergie.

Les marnes ainsi qu'une partie des craies sont des dépôts massifs ou à litage très espacé. Certaines craies deviennent rythmées et se présentent en bancs métriques ou inframétriques soulignés par de nombreux alignements de silex ou par de minces interbancs plus argileux pouvant, dans certains cas, alterner avec des craies noduleuses. D'autres craies enfin, sont affectées de niveaux durcis tendant vers de véritables « hard-grounds » avec bioturbations. Ces accidents ont été bien décrits par P. Juignet (1980).

On trouve des bioaccumulations de bryozoaires dans certaines craies (Normandie-Bray) mais aussi dans les calcarénites d'Anjou-Touraine qui contiennent des lumachelles d'ostréidés, des accumulations d'annélides dans une sédimentation à stratification souvent oblique. On passe ainsi, par une série d'intermédiaires, de dépôts de basse énergie, les plus distaux, à d'autres moins externes, de haut niveau énergétique.

II.4. Macrofaune et algues.

4.1. Ostréidés : les fréquences les plus significatives sont observées sous forme de lumachelles dans des dépôts sous faible tranche d'eau, contenant une composante détritique (tuffeaux).

4.2. Inocérames : bien que relativement ubiquistes, c'est dans les dépôts les plus externes qu'ils sont les plus fréquents (Diéves, craies marneuses du Turonien inférieur). Ils se raréfient nettement dans les milieux de haute énergie ou à composante détritique.

4.3. Brachiopodes ponctués : jamais abondants dans les résidus de lavage, ils semblent surtout localisés dans les craies « proximales » et les calcarénites.

4.4. Échinides : leur gisement préférentiel demeure les craies, en particulier en contexte agité et perturbé (littoral picard). L'étude, sur affleurements, de leur mode de gisement, serait nécessaire pour qu'ils soient valorisés du point de vue paléo-écologique.

4.5. Ophiurides-Stellérides : comme pour les Inocérames, leurs fréquences maximales paraissent liées aux dépôts les plus externes.

4.6. Crinoïdes : jamais abondants, ils semblent cantonnés dans les craies rythmées et surtout les calcarénites.

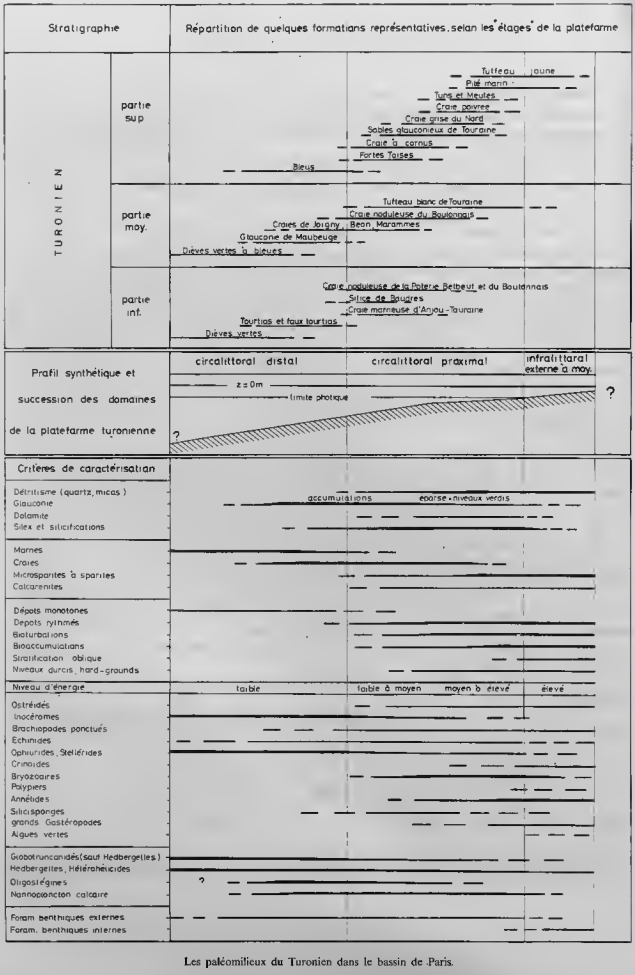
4.7. Bryozoaires : excellents marqueurs des domaines circalittoral proximal et infralittoral externe, ils sont liés aux dépôts perturbés, avec ou sans composante détritique. Ils se concentrent souvent en bioaccumulations où la part du transport reste à apprécier.

4.8. Polypiers : essentiellement observés à l'œil nu dans les tuffeaux jaunes, ils sont toujours isolés; ils seraient également présents dans certaines craies rythmées (Normandie).

4.9. Annélides : leurs gisements préférentiels sont les milieux perturbés de faible océanicité où ils peuvent former des bioaccumulations. Ils sont absents des marnes et de la plupart des craies monotones.

4.10. Silicisponges : beaucoup plus abondantes que la littérature le laisserait croire. Bien qu'essentiellement localisées près de la bordure méridionale du bassin où elles se concentrent souvent en acci-

Source : MNHN, Paris



Les paléomilieux du Turonien dans le bassin de Paris.

Source : MNHN, Paris

dents dans les craies (le passage à l'encaissant étant très rapide, tant verticalement que latéralement), elles ne paraissent liées ni à la proximité du rivage, ni aux dépôts les plus externes de la plate-forme.

4.11. Gastéropodes : les grands gastéropodes sont rares dans les craies, plus abondants dans les dépôts à composante détritique.

4.12. Algues vertes : cantonnées dans l'étage infralittoral, elles paraissent très rares dans le bassin de Paris où elles ne sont soupçonnées que dans certains dépôts de Touraine de type « falun ». L'insuffisance actuelle du nombre d'observations sur lames minces pourrait également expliquer cette absence apparente. Elles sont donc mentionnées ici pour mémoire.

II.5. MICROFAUNE ET MICROFLORE PLANCTONIQUES.

5.1. Foraminifères : Whiteinelles, Praeglobotruncanidés, Dicarinelles, Marginotruncanidés, pullulent dans les faciès marneux du Nord. Ils restent généralement abondants dans les craies monotones, les glauconitites. Ils régressent fortement ou disparaissent des craies rythmées, des craies à bryozoaires ainsi que des dépôts à composante détritique (tuffeau jaune). Les Hedbergelles en revanche, tout comme les Hétérohélicidés, peuvent être encore fréquents dans les craies les moins externes.

5.2. Nannoplancton calcaire : il représente l'élément constitutif prédominant de la plupart des craies. Hors de ce contexte carbonaté, il se raréfie ou disparaît.

5.3. Oligostégines : Pithonelles et Calcisphérules abondent dans les craies les plus externes du Turonien inférieur et régressent jusqu'au Turonien supérieur. Elles disparaissent dans les faciès à composante détritique. Elles semblent absentes des Dièves du Nord. Cette absence qui mérite une confirmation statistique, permet de s'interroger d'une part sur la nature pélagique de ces organismes, d'autre part sur leur étroite dépendance des milieux carbonatés (comme c'est le cas pour la nannoflore calcaire).

5.4. Dinoflagellés : l'insuffisance actuelle de leur étude, tout comme d'ailleurs celle des spores-pollens, ne permet pas leur prise en compte.

II.6. FORAMINIFÈRES BENTHIQUES .

6.1. Externes : les familles et les genres les mieux représentés sont les suivants :

- Nodosariidés : *Lenticulina, Palmula, Vaginulina, Frondicularia ;*
- Ataxophragmiidés : *Arenobulimina, Marssonella, Tritaxia, Gaudryina ;*
- Anomalinidés : *Gavelinella, Lingulogavelinella, Pseudovalvulineria ;*
- Discorbidés : *Gavelinopsis, Orostella ;*
- Osangulariidés : *Globorotalites, Gyroidinoides.*

Notons que ce benthos est nettement moins diversifié que celui observé dans les craies sénoniennes.

6.2. Internes : essentiellement *Rotalia* et, dans une moindre mesure, Miliolidés (quinqueloculines).

II.7. OSTRACODES.

Relativement rares dans les craies, ils n'ont pas encore fourni d'indications paléoécologiques précises.

III. – PROFIL SYNTHÉTIQUE DE LA PLATE-FORME

Ce profil qui devrait se préciser avec l'élaboration de cartes paléogéographiques est, pour l'instant, très sommaire et tient essentiellement lieu de support visuel.

L'hypothèse d'une flexure parallèle à l'axe du Merlerault (ou à l'aplomb de ce dernier) est à

Source : MNHN, Paris

envisager dans la mesure où il serait prouvé que cette structure sépare bien les tuffeaux de Touraine au sud, des craies, au nord.

Compte tenu du haut degré d'océanicité attribué aux faciés marneux (Diéves), ces dépôts appartiennent-ils tous à la plateforme continentale ou relèvent-ils d'un sillon en contexte encore plus distal, à rattacher au domaine de « bassin »?

IV. – POSITIONNEMENT DE QUELQUES FORMATIONS TURONIENNES AU SEIN DE LA PLATE-FORME

Dans le tableau, le Turonien a été découpé en trois parties, essentiellement sur la base d'une zonation par les foraminifères (C. MONCIARDINI, 1980). Au sein de chaque subdivision, les formations, choisies parmi les plus représentatives, ont été disposées de haut en bas, à partir des paléomilieux les plus proximaux jusqu'aux plus distaux.

Les dépôts de la partie inférieure présentent en moyenne le plus fort degré d'océanicité. Dans la partie moyenne de l'étage, l'étalement des paléomilieux est maximal alors que les formations de la partie supérieure sont pratiquement toutes situées en deçà du domaine circalittoral distal.

Cette distribution reflète bien le schéma, déjà mis en évidence, de l'histoire paléogéographique du bassin pour cette période (G. ALCAYDÉ, C. MONCIARDINI et al. 1980), à savoir un épisode nettement transgressif dès la base de l'étage suivi, dans la partie moyenne, par une régression parfois déjà sensible en Touraine, plus faible et plus tardive dans le Nord, mais s'accentuant dans tous les cas en direction du Turonien sommital.

Quant à la situation respective de chacune des formations considérées et surtout de celles occupant une position médiane – cas de beaucoup de craies – une meilleure approximation ne sera obtenue que par des études sédimentologiques et paléoécologiques fines.

V. – CONCLUSIONS

Ce travail sera testé par la confection de schémas paléogéographiques où des zones de stabilité s'opposeront à des secteurs instables dont les pulsations devraient être soulignées par la présence d'accidents tectoniques.

L'absence, la présence et l'importance de la phase détritique devraient faire apparaître, au-delà des phénomènes eustatiques, une différenciation dans le jeu des blocs périphériques. L'épandage détritique (sables glauconieux d'Anjou) témoignerait ainsi d'un rehaussement local du continent voisin.

D'ores et déjà, le paléoenvironnement des dépôts crayeux paraît bien cerné et résolument attribuable à la plate-forme externe, comme d'ailleurs la majorité des autres dépôts. Une interrogation demeure concernant les Diéves dont la formation au-delà de la flexure continentale reste à débattre.

Les tendances internes, perceptibles en Anjou-Touraine, ne délimitent pas un arrière bassin caractérisé. L'intervention d'un seuil émergé est à exclure et le jeu d'une flexure immergée peut tout au plus être envisagé. Par ailleurs, les lignes de rivage ne sont jamais pressenties. Il en résulte que l'éventail des paléomilieux turoniens est relativement étroit et ne peut guère de ce fait donner lieu à un nombre plus important de subdivisions.

Cependant, le recours systématique à l'examen des microfaciès, la valorisation d'indications paléoécologiques relatives à la macrofaune, envisagée au niveau générique, l'étude fine des affleurements sous l'angle sédimentologique, représentent des voies ouvertes pour préciser les présents résultats.

Source : MNHN, Paris

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALCAYDÉ G. (1980). — Turonien, in « les étages français et leurs stratotypes ». *Mém. B.R.G.M.*, n° 109, p. 139-144.

ALCAYDÉ G., MONCIARDINI C. (1980). — Paléogéographie du Crétacé supérieur, in « Synthèse géologique du bassin de Paris », *Mém. B.R.G.M.*, n° 101, p. 317-320.

ALCAYDÉ G., MONCIARDINI C. et al. (1980). — Turonien, in « Synthèse géologique du bassin de Paris », *Mém. B.R.G.M.*, n° 101, p. 297-307 et *Mém. B.R.G.M.*, n° 102, carte CS3.

AUBRY M. P. (1972). — Recherches pétrographiques, stratigraphiques et paléosédimentologiques sur les craies de Haute-Normandie. Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Paris, 105 p., 2 pl.

CAYEUX L. (1897). — Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. *II : craie du bassin de Paris.* Lille-Le Bigot, 589 p.

ELF-AQUITAINE (1975-1977). — Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. Tome 1 : Éléments d'analyse, tome 2 : Éléments d'interprétation. Boussens et Pau, 403 p., 76 fig., 78 pl.

GROSSOUVRE A. de (1901). — Recherches sur la craie supérieure. *Mém. de la Carte Géologique détaillée de la France.* Paris, Imp. nationale, 2 vol. in-4°, 1013 p., 33 fig., 3 pl.

JUIGNET P. (1980). — Conditions de dépôt et diagénèse de la craie, in « Synthèse géologique du bassin de Paris », *Mém. B.R.G.M.*, n° 101, p. 314-317.

MONCIARDINI C. (1978). — Biozones de Foraminifères et faciés du Turonien dans le nord du bassin de Paris. *Bull. B.R.G.M.*, sect. 1, n° 3, p. 207-223, 8 fig.

ODIN G. S. (1975). — Les glauconies : constitution, formation, âge. Thèse Doc. ès Sciences, Univ. Paris 6, 245 p.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

LE TURONIEN DE HAUTE-PROVENCE : RÉPARTITION DES FACIÈS ET ASSOCIATIONS DE FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES

PAR

Monique CONARD-NOIREAU *

Résumé :

Les dépôts turoniens de Haute-Provence, représentés par des faciès essentiellement carbonatés, ont livré une abondante microfaune de foraminifères planctoniques, permettant d'établir une biozonation précise. L'étude lithologique et faunique de ces formations, caractéristiques d'un environnement de plate-forme, a permis en outre de différencier trois secteurs paléogéographiques.

THE TURONIAN OF HAUTE-PROVENCE : DISTRIBUTION OF THE FACIES AND PLANKTONIC FORAMINIFERAL ASSOCIATIONS

Abstract :

The Turonian deposits from Haute-Provence (France) have given up many planktonic Foraminifera. These have allowed us to establish a precise biozonation. These Turonian formations show various facies, characteristic of a platform environment. Three paleogeographical areas are distinguished in this country.

INTRODUCTION

En Haute-Provence, le Turonien se présente sous un faciès calcaire ou d'alternances de marnes et de calcaires micritiques à dominante carbonatée. Ces dépôts alternants ont livré une abondante microfaune de foraminifères planctoniques, permettant d'établir une biozonation précise de l'étage dans cette région, la macrofaune étant assez rare. Ces formations turoniennes succèdent en continuité aux marnes et aux calcaires argileux du Cénomanien supérieur, et reposent sous les sables, les marnes ou les calcaires détritiques coniaciens.

BIOZONATION

La coupe de La Rochette (fig. 1) peut être prise comme exemple de ces faciès présentant une alternance de marnes et de calcaires. Les divers assemblages de foraminifères planctoniques, représentés sur cette figure 1 ont permis de distinguer trois biozones, reconnues également ailleurs, aussi bien dans le domaine mésogéen que boréal (Groupe de travail européen des foraminifères planctoniques, 1979) :

* Laboratoire de Géologie, Université du Maine, 72017 Le Mans Cedex.

Source : MNHN, Paris

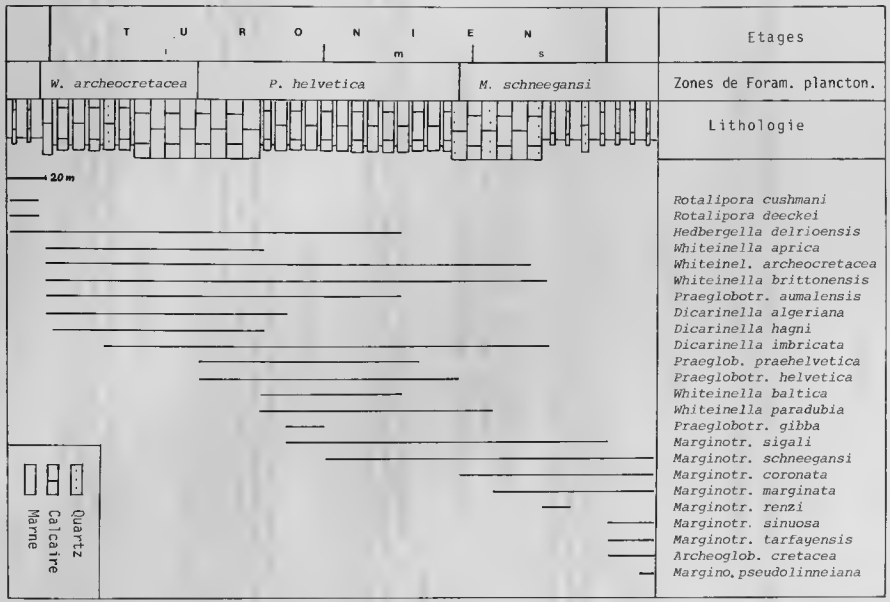


FIG. 1. — Coupe du Turonien de La Rochette (Alpes-de-Haute-Provence).

Source : MNHN, Paris

– la zone à *Whiteinella archeocretacea*, caractérisée par l'apparition de cette espèce, jusqu'à l'apparition de l'espèce-index de la zone suivante;

– la zone à *Praeglobotruncana helvetica*, définie par l'extension totale de ce taxon;

– la zone à *Marginotruncana schneegansi*, caractérisée par la coexistence de plusieurs espèces de ce genre, en l'absence de *P. helvetica* et de *Dicarinella concovata* (zone suivante).

La limite avec le Cénomanien est marquée ici par l'extinction des Rotalipores et par l'apparition de Dicarinelles (en particulier *D. hagni*). La partie inférieure de l'étage (correspondant à la zone à *Mammites nodosoides* et *Inoceramus labiatus*) est caractérisée par l'association de Whiteinelles, de Dicarinelles (*D. algeriana, D. hagni*) et de *Praeglobotruncana (P. aumalensis)*; la partie moyenne (zone à *Romaniceras ornatissimum*) par la coexistence de *P. helvetica*, de *Marginotruncana sigali* et de *M. schneegansi*; la partie supérieure (zone à *Romaniceras deverianum*) par l'extinction des *Praeglobotruncana* et l'apparition de *Marginotruncana coronata* et *M. marginata*. La limite avec le Coniacien se définit par l'apparition de *Archeoglobigerina cretacea, Marginotruncana sinuosa, M. paraconcavata* et *M. tarfayensis*.

D'autres coupes étudiées dans cette région (Gars, Pont des Miolans, Cime de Rocca Seira, Col de Braus) ont confirmé ces résultats.

NATURE ET RÉPARTITION DES FACIÈS

L'étude lithologique et faunique des formations turoniennes de Haute-Provence et de l'arrière-pays niçois a permis de mettre en évidence des variations de faciès et une augmentation d'épaisseur de ces faciès, du Sud vers le Nord. La nature et la répartition de ces dépôts sont indiquées sur les figures 2, pour le Turonien inférieur et 3, pour le Turonien moyen et supérieur.

Au Sud, de Castellane à Nice, la succession turonienne débute par des marnes et des calcaires argileux à patine blanche (30 m) livrant de nombreuses exogyres. Viennent ensuite des calcaires bioclastiques roux (50 m environ), riches en débris d'exogyres, de gastéropodes (Turritellidés), de bryozoaires, de madréporaires solitaires, des tubes de Serpulidés, des tests de foraminifères benthiques, des algues Chlorophycées (*Halimeda elliotti*). Ces calcaires se chargent dans leur partie sommitale en éléments détritiques, les grains de quartz pouvant atteindre plusieurs millimètres.

On a rattaché à cette zone un petit affleurement d'une dizaine de mètres découvert récemment près de Vence, à la faveur de travaux de constructions. Il s'agit de marnes et de calcaires argileux à patine blanche et de calcaires sableux, livrant des exogyres, des gastéropodes, des bryozoaires, des madréporaires et des ostracodes.

Faciès, faune, flore, apports terrigènes indiquent la proximité du littoral. Mais les dépôts à caractères franchement littoraux ou subcontinentaux ne peuvent être observés à cause des phénomènes d'érosion.

Au Nord de l'Estéron et à l'Est du Var (sauf dans la presqu'île du Cap Ferrat, près de Nice), l'épaisseur du Turonien est plus importante (de 200 à 300 m). La coupe de La Rochette appartient à ce secteur paléogéographique, où la série présente en général une alternance non régulière de bancs calcaires décimétriques et d'interlits marneux centimétriques, avec des ensembles très carbonatés de plusieurs dizaines de mètres. Au Turonien supérieur apparaissent (au Nord de l'Estéron) quelques petits niveaux finement détritiques avec des grains de quartz dont la taille est inférieure à 100 µm. Ces dépôts ont livré de rares Ammonites, quelques oursins, des spicules de spongiaires, des Pithonelles, des foraminifères planctoniques (Globotruncanidés) et du nannoplancton (CONARD et MANIVIT, 1979). Cette sédimentation argilo-carbonatée, ainsi que la faune recueillie, sont caractéristiques d'un environnement de mer ouverte.

Entre les deux secteurs décrits précédemment, se situe une zone à caractère mixte, où la série turonienne, à faciès essentiellement carbonaté, a une épaisseur de 150 à 240 m. On note la présence de silex, en rognons ou en lits centimétriques, rares en début de série, plus abondants ensuite. On observe aussi, dans la partie supérieure de l'étage, quelques niveaux de calcaires quartzeux ou glauconieux. La

Source : MNHN, Paris

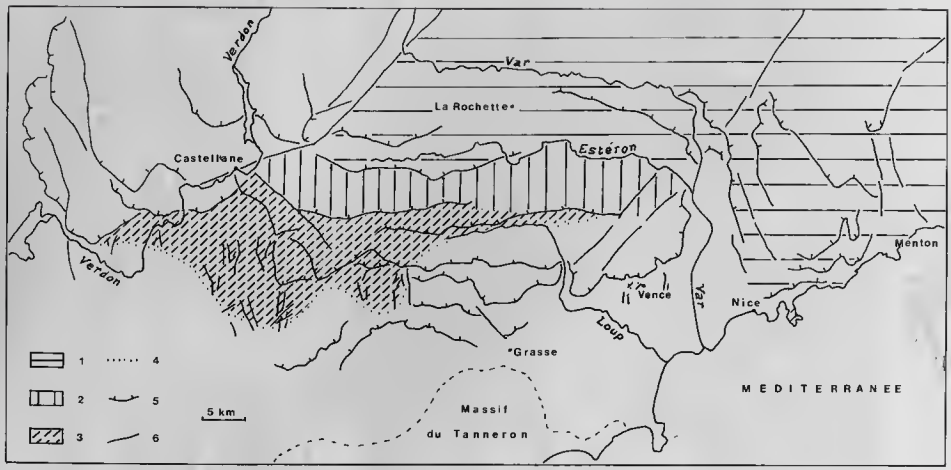


FIG. 2. – Répartition des faciès au Turonien inférieur.

1 : calcaires et marnes à foraminifères planctoniques; 2 : calcaires argileux; 3 : marnes et calcaires à exogyres; **4** : limite d'érosion; 5 : chevauchements; 6 : failles, décrochements.

Source : MNHN, Paris

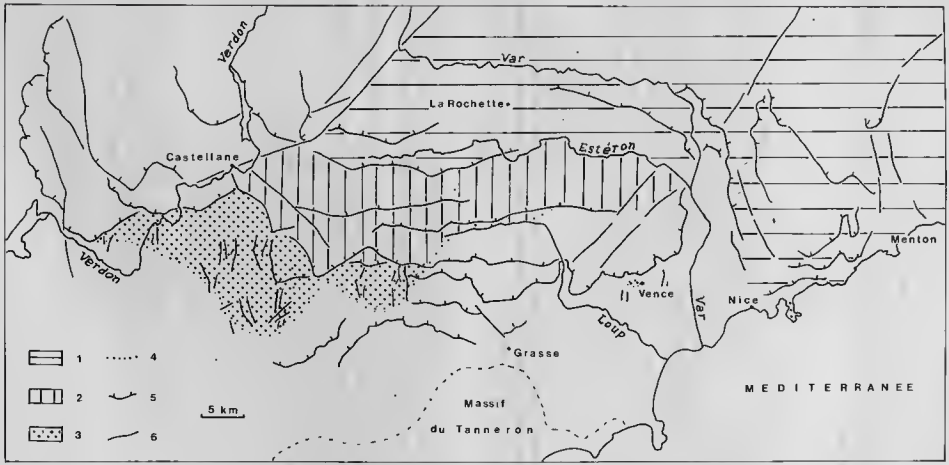


FIG. 3. – Répartition des faciès au Turonien moyen et supérieur.
1 : calcaires et marnes à foraminifères planctoniques; 2 : calcaires à silex; 3 : calcaires bioclastiques; 4 : limite d'érosion; 5 : chevauchements; 6 : failles, décrochements.

Source : MNHN, Paris

macrofaune est constituée de débris ou de coquilles entières, souvent stratifiés, d'exogyres, de gastéropodes, de microlamellibranches, de bryozoaires; la microfaune, d'ostracodes, de foraminifères benthiques et planctoniques.

CONCLUSION

L'étude des formations turoniennes de Haute-Provence et de l'arrière-pays niçois a donc permis de différencier dans cette région trois secteurs paléogéographiques. Il faut noter que les décrochements et les chevauchements à vergence sud de l'époque tertiaire ont effectué un certain rapprochement géographique de ces différents secteurs. Au Nord de l'Estéron et à l'Est du Var, se développe une sédimentation argilo-carbonatée, caractéristique d'un environnement marin ouvert. Ces marnes et calcaires alternants ont livré une abondante microfaune de foraminifères planctoniques qui a permis de reconnaître les trois zones successives suivantes : la zone à *Whiteinella archeocretacea*, la zone à *Praeglobotruncana helvetica* et la zone à *Marginotruncana schneegansi*. Au Sud de ces faciès s'observe une région à caractère mixte, plate-forme temporairement balayée par des courants chargés de matériel littoral ou continental. Enfin, au Sud d'une ligne Castellane-Nice, c'est l'aire de répartition des sédiments sublittoraux; cette zone recevait des apports provenant de l'érosion de reliefs continentaux plus méridionaux (Massif du Tanneron et/ou ses prolongements actuellement immergés).

La Haute-Provence appartenait donc au Turonien à un domaine de plate-forme, ouverte en direction du Nord vers la mer alpine. Cette plate-forme, qui existait déjà au Cénomanien (CONARD, 1980), se comblera progressivement au cours du Sénonien. La tendance générale régressive, amorcée dès le Cénomanien, se poursuit au Turonien, et malgré quelques oscillations transgressives, s'achèvera à la fin du Crétacé avec l'émersion de cette région.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

CONARD M. (1980). — Les faciès de plate-forme du Cénomanien entre le massif du Tanneron et le dôme de Barrot (SE France). *Géol. Méditer.*, VII, 3, 277-281.

CONARD M. et MANIVIT H. (1979). — Contribution à l'étude biostratigraphique du Crétacé supérieur d'une coupe du Massif du Braus (Alpes-Maritimes, SE France). *Géobios*, 12, 3, 437-443.

Groupe de travail européen des foraminifères planctoniques (1979). — Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer boréale et Téthys). *Cah. Micropal.*, Paris, fasc. 1, 185 p. et fasc. 2, 181 p.

Source : MNHN, Paris

PALÉOÉCOLOGIE DES ASSOCIATIONS DE FORAMINIFÈRES ET D'OSTRACODES DU TURONIEN : L'EXEMPLE DE LA PROVENCE

PAR

J. F. BABINOT * et G. TRONCHETTI *

Résumé :

Différentes associations de foraminifères et d'ostracodes ont été mises en évidence dans les milieux de bassin, de plate-forme carbonatée, prideltaïques et côtiers à sédimentation terrigène. Le rôle et l'importance de certains paramètres écologiques ont pu être précisés : hydrodynamisme, type de substrat, profondeur, chimisme des eaux.

PALEOECOLOGY OF FORAMINIFERA-OSTRACODE ASSEMBLAGES FROM THE TURONIAN OF PROVENCE

Abstract :

The paleoecological study of foraminifera-ostracode populations in the Turonian of Provence (Southeastern France) has been made possible by the existence of a very precise paleogeographic framework. Several associations have been identified in the basin, the carbonate platform and in perideltaic and littoral environments with terrigenous sedimentation. It has been possible to specify the function and importance of certain ecological parameters.

It appears that hydrology, substrates, depth and chemistry of the sea-waters are the main regulating factors.

INTRODUCTION

Les études micropaléontologiques effectuées récemment en Provence (Sud-Est de la France) (BABINOT, 1973, 1980; BABINOT et al., 1972, 1973; TRONCHETTI, 1970 a-b, 1981) ont été l'occasion d'observations paléoécologiques dans les domaines de bassin, de plate-forme carbonatée, prideltaïques et côtiers à sédimentation terrigène (*sensu* PHILIP, 1974).

* Laboratoire de Géologie Historique et de Paléontologie, Université de Provence, Centre Saint-Charles, place Victor-Hugo, 13331 Marseille Cedex 3. R.C.P. 510 du C.N.R.S.

Source : MNHN, Paris

A. – ASSOCIATIONS ET PALÉOENVIRONNEMENTS

I. – Milieux de bassin.

a) *Substrats terrigènes vaseux* (circalittoral) (fig. 1) :

Les éléments figurés sont essentiellement d'origine biologique ; le quartz est rare et la taille des grains ne dépasse pas 0,15 mm. Présence de glauconie (3 %), détritique et authigène. Ces sédiments contiennent des radiolaires, de rares mollusques (gastéropodes, inocérames) et des débris d'échinides.

– Les foraminifères sont plus abondants que les ostracodes. On note une forte proportion (60 %) de planctoniques avec une grande diversité générique (fig. 1). Parmi les benthiques, les formes à test calcitique sont dominantes (70 %-80 %). Certaines familles (*Anomalinidae, Nodosariidae, Ataxophragmiidae*) sont très diversifiées ; d'autres sont représentées par certains genres seulement : *Valvulineria, Praebulimina, Tappanina ?; Textularia*. Certaines espèces enfin, sont limitées à ce type de milieu : *Gaudryina quadrans* par exemple.

– Les ostracodes sont assez diversifiés ; ce sont essentiellement des formes lisses, à charnière faible. Le genre *Pterygocythere* (forme « ailée ») est bien représenté ; épisodiquement, il peut s'y adjoindre des formes ornées (*Parwacythereis* par exemple).

b) *Substrats vaso-sableux* (infralittoral) (fig. 1) :

Les sédiments se distinguent des précédents par leur plus grande richesse en quartz ; localement, on observe des concentrations de glauconie détritique et authigène.

La macrofaune est abondante : ammonites, lamellibranches, gastéropodes, échinides.

Au niveau de la microfaune, on constate une transformation de l'association précédente.

– Les foraminifères planctoniques sont moins fréquents et peu diversifiés (*Hedbergella, Heterohelix*) ; parmi les foraminifères benthiques, on note la disparition des *Turrilinidae* et des *Bolivinitidae*. Les proportions relatives de tests agglutinés et de tests calcitiques sont, le plus souvent, équivalentes.

– Chez les ostracodes, la population précédente s'enrichit d'un stock de formes ornées : *Trachyleberidea, Mauritsina, Spinaleberis, Parakrithe, Planileberis*...

II. – Milieux de plate-forme carbonatée.

La plate-forme carbonatée turonienne (fig. 2) se caractérise par la présence de barres calcaires à rudistes (*Hippuritidae, Radiolitidae*), madréporaires coloniaux, bryozoaires, algues mélobésiées... La microfaune y est très pauvre, réduite à quelques foraminifères (*Cuneolina, Dicyclina, Textularia, Miliolidae*) et ostracodes (*Bairdia, Trachyleberidea, Parakrithe, Parapokornyella, Limburgina*). Les barres à rudistes alternent avec des niveaux micritiques et des horizons calcaréo-marneux riches en polypiers et gastéropodes. Les foraminifères planctoniques y sont inexistants ; les benthiques sont peu diversifiés : formes agglutinantes, *Miliolidae*. Les ostracodes sont relativement abondants : *Trachyleberidea, Mauritsina, Parakrithe, Limburgina, Parapokornyella, Oertliella, Curfsina*...

III. – Milieux péridéltaïques.

Dans les épandages péridéltaïques situés en bordure de la plate-forme carbonatée (fig. 2), les microfaunes sont rares et mal conservées.

– Dans les passées gréso-sableuses les plus grossières, les foraminifères sont absents et dans les

Source : MNHN, Paris

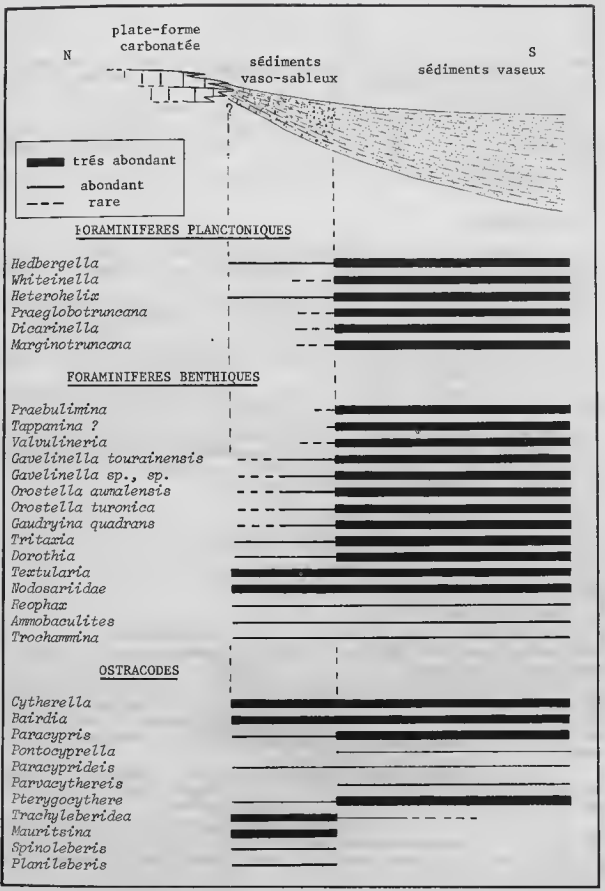


FIG. 1. – Répartition schématique des foraminifères et ostracodes dans le Turonien de Provence : les paléoenvironnements de bassin.

Source : MNHN, Paris

niveaux les plus fins, où le pourcentage d'argile est plus important, la population est faiblement diversifiée. Les planctoniques sont épisodiques et parmi les benthiques, les *Ataxophragmiidae, Trochamminidae, Textulariidae,* sont les mieux représentés.

Dans certains horizons très localisés, on peut observer la prédominance d'une espèce (qui peut être : *Nezzazatinella picardi*, ou *Cuneolina pavonia*, ou *Dictyopsella* sp., ou *Rotalia* gr. *algeriana*) par rapport au reste de la population, sans que l'on puisse déceler un changement significatif au niveau du sédiment.

Les ostracodes sont rares dans ces milieux peu favorables : *Bairdia, Trachyleberidea, Limburgina.*

IV. – MILIEUX CÔTIERS.

Dans ces milieux (fig. 2), on observe des alternances de calcaires argileux et de marnes grises dans lesquels la fraction détritique quartzeuse représente 20 % à 40 % de l'ensemble des éléments figurés, la taille des grains n'excédant pas 0,40 mm.

Le peuplement est constitué essentiellement par des mollusques (gastéropodes, lamellibranches); les débris charbonneux sont fréquents, ainsi que les restes de charophytes (tiges et gyrogonites).

– L'association de foraminifères est relativement peu diversifiée et les espèces sont parfois représentées par de nombreux individus. Les agglutinants sont abondants (60 %); les *Miliolidae* et les *Discorbidae* sont les seules formes à test calcitique.

– Chez les ostracodes, on note un certain enrichissement spécifique dans les genres *Asciocythere, Horrificiella-Oertliella, Cytherella*; les variations intraspécifiques sont fréquentes.

D'une manière générale, il n'existe pas de populations franchement oligo-typiques bien que, parfois, les associations soient assez peu diversifiées avec, essentiellement, des foraminifères agglutinants à structure interne simple (*Trochammina, Haplophragmoides, Ammobaculites*) et certains ostracodes (*Cytherella, Asciocythere, Horrificiella-Oertliella*).

B. – CRITÈRES DE RÉPARTITION

1. HYDRODYNAMISME ET SUBSTRATS.

a) *les milieux de bassin :*

– *Les foraminifères :* l'analyse des populations de foraminifères benthiques a permis de mettre en évidence deux types d'associations dont la répartition est en relation directe avec la nature du substrat (vaseux ou vaso-sableux).

– *Buliminacea :* les genres *Praebulimina* et *Tappanina?* sont limités aux substrats vaseux et peuvent être considérés comme des formes essentiellement *vasicoles*. À ce sujet, on peut rappeler les observations effectuées dans les milieux actuels de Méditerranée où : « les *Buliminidae* atteignent des proportions considérables » (BLANC-VERNET, 1969) dans la vase terrigène côtière et même dans les faciès très littoraux.

– *Nodosariidae :* leur pourcentage est équivalent sur les deux types de substrats (20 % en moyenne) mais dans les associations de substrat vaso-sableux, le genre *Lenticulina* prédomine. Sur les substrats vaseux par contre, le pourcentage relatif des divers genres est similaire.

– *Anomalinidae :* ce sont des formes vasicoles; elles sont abondantes et très diversifiées sur les substrats vaseux et, au contraire, très épisodiques lorsque le taux de matériel plus grossier augmente.

– *Discorbidae :* ils sont représentés par le seul genre *Valvulineria*; celui-ci est plus fréquent sur les fonds vaseux que sur les substrats vaso-sableux.

Source : MNHN, Paris

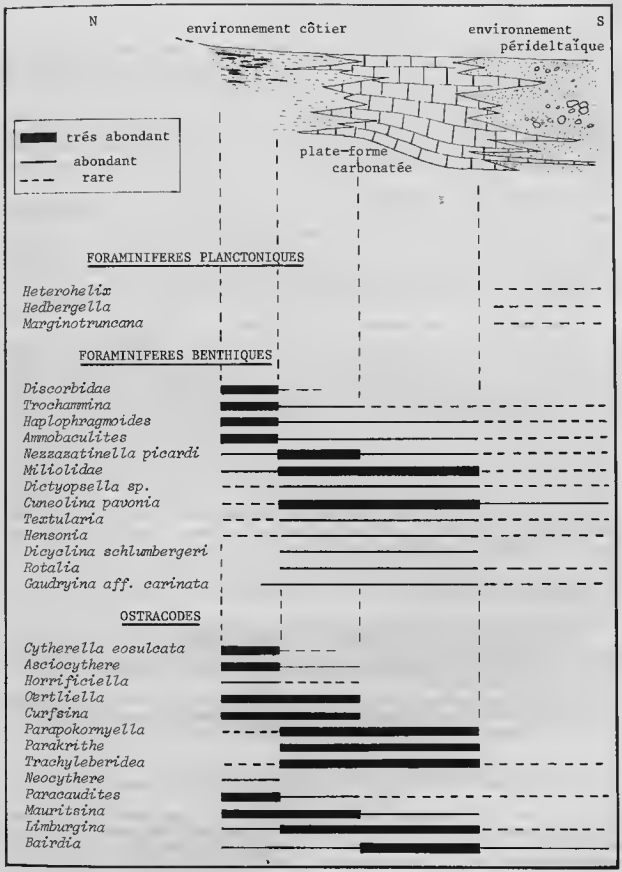


FIG. 2. – Répartition schématique des foraminifères et ostracodes dans le Turonien de Provence : les paléoenvironnements prédeltaïques et de plate-forme carbonatée.

Source : MNHN, Paris

– *Les foraminifères agglutinants* s'observent dans des proportions équivalentes sur les deux types de substrats et il ne semble pas y avoir de relation directe entre leur répartition et l'abondance des grains de quartz; certains taxons (*Tritaxia, Gaudryina quadrans*) sont même plus fréquents sur les fonds vaseux relativement pauvres en quartz.

– *Les ostracodes :* le genre *Pterygocythere* apparaît comme assez représentatif des substrats vaseux; son abondance est l'indice de dépôts situés sous un certain « seuil » de profondeur où l'action des vagues devient négligeable (« microbenthos – effective wave base » ou « Pterygocline » *sensu* LIEBAU, 1978). Il peut, localement, s'observer dans des dépôts côtiers, à l'abri des courants et toujours sur substrats vaseux.

Dans les zones moins profondes et sur les substrats plus sableux, l'ostracofaune s'enrichit en espèces plus ornées. Chez *Trachyleberidea* s'observent des variations de taille et d'ornementation : chez *T. geinitzi* par exemple, les individus observés en milieu de bassin sont de grande taille, les mailles du réticulum émettent des indentations internes; le tubercule oculaire est faible ou absent (BABINOT, 1973). Au cours des temps géologiques, le genre migre progressivement dans les profondeurs et acquiert ces particularités (BABINOT et COLIN, 1979). Dans les milieux de plate-forme carbonatée ou côtiers, la même espèce est plus petite, le réticulum latéral est simple et le tubercule oculaire bien développé.

b) *les milieux de plate-forme carbonatée et péridéltaïques :*

– Dans les milieux carbonatés à rudistes (énergie moyenne à forte), les associations sont réduites et peu diversifiées. Elles sont mieux représentées dans les zones à sédimentation plus calme (« micrites à foraminifères ») et on constate que l'abondance des carbonates ne semble pas influer de façon significative sur la composition qualitative des associations de foraminifères. Chez les ostracodes, les populations se réduisent à quelques formes « lourdes », très calcifiées (*Bairdia, Limburgina, Parapokornyella...*).

– Dans les formations détritiques grossières, les foraminifères et les ostracodes sont absents ou mal conservés. Ce fait s'explique par l'existence d'un hydrodynamisme trop important : tests érodés et brisés avant d'être enfouis ou agitation de l'eau interdisant l'installation d'un peuplement stable au niveau du fond. Dans ces conditions, il est difficile de savoir si l'on a affaire à des microfaunes en place ou à des thanatocoenoses de transport. Par contre, à l'arrière des zones agitées, ou peut-être à la faveur d'abris côtiers, le calme hydrodynamique relatif favorise l'installation de certaines espèces : foraminifères agglutinants et ostracodes à test délicatement orné, moins « lourds » que dans les milieux agités (*Horrificiella-Oertliella, Curfsina, Paracaudites...*).

2. PROFONDEUR.

Ce paramètre semble jouer un rôle important dans la répartition de certains foraminifères. C'est le cas, par exemple, pour les *Anomalinidae* : ces formes ont été observées dans des dépôts de milieux circalittoraux à bathyaux, de l'Aptien au Turonien; elles n'ont, par contre, jamais été notées dans des sédiments marneux peu profonds.

De même, certains genres (*Ammobaculites, Haplophragmoides, Trochammina. Textularia*) sont représentés par différentes espèces, depuis les milieux de bassin jusque dans les zones les plus internes; dans ce cas, la profondeur doit être un critère de répartition important, mais au niveau spécifique.

3. CHIMISME DES EAUX.

Dans certains paléomilieux, la présence de nombreux débris d'origine végétale et la fréquence des restes de charophytes impliquent la proximité d'une terre émergée. On y observe des associations originales, avec une population de foraminifères faiblement diversifiée où abondent les *Discorbidae* et certains agglutinants tels que : *Haplophragmoides, Ammobaculites, Trochammina.* De même les assem-

Source : MNHN, Paris

blages d'ostracodes sont formés d'espèces ayant des caractères morphologiques particuliers : ponctuation des tests (*Asciocythere, Cytherella*), exacerbation de l'ornementation (crêtes latérales de *Asciocythere margeriei*), sulcation des valves (*Cytherella*).

Pour les foraminifères, une telle association évoque celles décrites dans les *milieux de marais côtiers actuels* (GALLOWAY, 1933; BANDY, 1964; MURRAY, 1968) et dans *les eaux saumâtres oligo-mésohalines* (ELLISON et NICHOLS, 1970). De même, l'exacerbation du système de crêtes chez les ostracodes a la même signification que la production de nodules supplémentaires sur les *Cyprideis torosa* actuels, c'est-à-dire : *variation de salinité*. Il semble enfin exister une relation entre le taux de salinité et la ponctuation des tests (CARBONEL, 1980; CARBONNEL et JACOBZONE, 1977).

Si l'on se réfère à ces exemples et en tenant compte du contexte synécologique, on peut admettre que la répartition de ces microfaunes est liée à une certaine euryhalinité des eaux.

CONCLUSIONS

Dans le Turonien de Provence, les paléoenvironnements peuvent être aisément caractérisés à partir de l'analyse des populations de foraminifères et d'ostracodes.

Dans les milieux de bassin, on constate que les foraminifères sont abondants et diversifiés; leur répartition est essentiellement liée à la nature des substrats. Les ostracodes sont moins abondants mais cependant, assez diversifiés.

Dans les milieux de plate-forme carbonatée, péri-deltaïques et côtiers, les associations de foraminifères et d'ostracodes sont contrôlées par l'hydrodynamisme, le substrat et le chimisme des eaux : rareté de la microfaune dans les milieux péri-deltaïques, abondance dans les zones calmes à sédimentation fine, répartition préférentielle de certains taxons dans les milieux particuliers de la zone côtière.

Enfin, cette étude a permis de mettre en évidence des analogies de répartition entre certaines microfaunes turoniennes et actuelles.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BABINOT J. F. (1973). — Ostracodes turoniens de la région de Cassis-la Bédoule (Bouches-du-Rhône, Var) : associations et affinités paléogéographiques. *Géobios*, Lyon, 6, 1, 27-48, 5 pl., 2 fig.

BABINOT J. F. (1980). — Les ostracodes du Crétacé supérieur de Provence — Systématique, biostratigraphie, paléoécologie-paléogéographie. Thèse Doct. État, *Trav. Lab. Géol. Hist. et Pal., Marseille*, 10, 634, 50 tabl., 31 fig., 53 pl.

BABINOT J. F., COLIN J. P. (1979). — Taxonomic and paleoecologic comments on the genus *Trachyleberidea* Bowen, 1953. *Proc. VII^e Int. Symp. Ostrac., Belgrade* (1979), *Serbian Geol. Soc.*, Ed., 55-58, 1 pl.

BABINOT J. F., FABRE-TAXY S., PHILIP J., TRONCHETTI G. (1972). — Ammonites, Rudistes et microfaunes du Cénomanien et du Turonien provençal : essai de corrélations biostratigraphiques. *C.R. Acad. Sc., Paris*, 274, 3080-3083.

BABINOT J. F., TRONCHETTI G. (1973). — Précisions biostratigraphiques sur le Turonien provençal à l'aide des foraminifères et des ostracodes. *C.R. Acad. Sc., Paris*, 277, D, 1425-1428.

BANDY O. L. (1964). — Approaches to paleoecology *in* Imbrie et Newell. John Wiley and sons, Ed., New-York, Londres, Sydney.

BLANC-VERNET L. (1969). — Contribution à l'étude des foraminifères de Méditerranée. Relations entre la microfaune et le sédiment — Biocoenoses actuelles, thanatocoenoses pliocènes et quaternaires. Thèse Doct. État, Marseille, 281, 17 pl.

CARBONEL P. (1980). — Les ostracodes et leur intérêt dans la définition des écosystèmes estuariens et de plate-forme continentale. Essais d'application à des domaines anciens. Thèse Doct. État, Univ. Bordeaux I, 348 p.

CARBONNEL G., JACOBZONE M. (1977). — L'ornementation chez les *Loxoconchidae* : un moyen de prédiction (paléo) écologique. *VI^e Sympos. Ostracod.*, Saalfelden, Autriche 1976, Löffler et Danielopol edit., 121-132.

Source : MNHN, Paris

Ellison R. L., Nichols M. M. (1970). – Estuarine foraminifera from the Rappahannock river, Virginia. *C.C.F.F.R.*, XXI, 1, 1-17.

Galloway J. J. (1933). – A manual of foraminifera. Princip. Press, Bloomington, Indiana, U.S.A.

Liebau A. (1978). – Die Muskelfeld – Evolution der *Trachyleberididae* (Ostracoda). *N. Jb. Geol. Paläont.* Abb., 157 (1/2), 123-128.

Murray J. W. (1968). – Living foraminifers of lagoons and estuaries. *Micropaleontology*, 14, 4, 435-455.

Philip J. (1974). – Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien : stratigraphie et paléogéographie. *Bull. B.R.G.M.*, 2e sér., I, 3, 107-151, 22 fig., 2 tabl., 2 pl.

Tronchetti G. (1970a). – Présence de microfaunes planctoniques dans le Cénomanien supérieur et le Turonien inférieur de Cassis-sur-mer (B.-du-Rh.). *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, 1, 7-8.

Tronchetti G. (1970b). – Précisions stratigraphiques et micropaléontologiques sur le Cénomanien et le Turonien de Cassis-sur-mer (B.-du-Rh.). *Ann. Fac. Sc. Marseille*, XLIII, B, 243-248.

Tronchetti G. (1981). – Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien). Systématique, biostratigraphie, paléoécologie, paléogéographie. Thèse Doct. État, *Trav. Lab. Géol. Hist. et Pal., Marseille*, 12, 559, 50 tabl., 49 pl.

Source : MNHN, Paris

ÉTAT DES CORRÉLATIONS LITHO ET BIOSTRATIGRAPHIQUES DANS LE TURONIEN SUPÉRIEUR DES MASSIFS D'UCHAUX ET DE LA CÈZE LES ZONES D'AMMONITES ET DE RUDISTES

PAR

Ch. DEVALQUE*, F. AMEDRO**, J. PHILIP***, F. ROBASZYNSKI****

Résumé :

La description lithologique des couches du Turonien supérieur de part et d'autre du Rhône (Vaucluse et Gard) a été menée parallèlement à des récoltes paléontologiques nouvelles. Près de 300 ammonites recueillies dans les unités lithologiques du massif d'Uchaux décrites ici, permettent de reconnaître deux Assemblages-zones dans le Turonien supérieur : à la base, A.Z. à *Romaniceras deverianum*, au-dessus, A.Z. à *Subprionocyclus neptuni*. De même, les découvertes de nouveaux gisements de rudistes dans la partie occidentale du massif d'Uchaux et dans le massif de la Cèze, appuyées sur des corrélations lithostratigraphiques précises, conduisent à distinguer deux Assemblages-zones de rudistes : à la base, A.Z. à *Vaccinites rousseli*, au-dessus, A.Z. à *Vaccinites petrocoriensis*.

Ainsi, la corrélation des successions lithobiostratigraphiques des massifs d'Uchaux et de la Cèze amène à proposer les équivalences suivantes :

	AMMONITES	RUDISTES
TURONIEN SUPÉRIEUR	A.Z. à *S. neptuni* A.Z. à *R. deverianum*	A.Z. à *V. petrocoriensis* = A.Z. à *V. rousseli*

Une telle biozonation est appelée à servir de base aux corrélations chronostratigraphiques entre milieux de plates-formes carbonatées et milieux de bassin, dans le domaine mésogéen.

* 30, avenue Charles de Gaulle, 84420 Piolenc.
** 24, rue Dutarte, 62100 Calais.
*** Université de Provence, Centre Saint-Charles, 13331 Marseille.
**** Faculté Polytechnique, 7000 Mons, Belgique.

Source : MNHN, Paris

STATE OF LITHOSTRATIGRAPHIC AND BIOSTRATIGRAPHIC CORRELATIONS IN THE LATE TURONIAN OF THE UCHAUX AND CEZE MASSIFS THE AMMONITES AND RUDISTS ZONES

Abstract :

A lithologic description of Upper Turonian layers on both sides of the Rhône Valley (departments of Vaucluse and Gard) was carried through with new paleontological investigations. Nearly 300 ammonites found in the Uchaux area allow to recognize two Assemblage-zones in the Upper Turonian : a *Romaniceras deverianum* A.Z. below, a *Subprionocyclus neptuni* A.Z. above.

In the same way, the detection of rudist horizons accurately correlated by lithologic characters between the West part of the Uchaux area and the La Cèze area induce to discern two Assemblage-zones of rudists : a *Vaccinites rousseli* A.Z. below, a *Vaccinites petrocoriensis* A.Z. above.

Thus, the correlation of lithobiostratigraphic successions in the Uchaux and La Cèze areas conveys us to propose the following correspondence :

	AMMONITES	RUDISTS
UPPER TURONIAN	*S. neptuni* A.Z. *R. deverianum* A.Z.	*V. petrocoriensis* A.Z. = *V. rousseli* A.Z.

Such a biozonation is destined for be used to chronostratigraphic correlations between carbonate platforms and basins in the mesogean realm.

I. – PRÉSENTATION

Le Turonien du Massif d'Uchaux et, à un degré moindre, celui du massif de la Cèze (fig. 1) ont fait l'objet de nombreuses études stratigraphiques et paléontologiques : HÉBERT et TOUCAS 1875, ROMAN et MAZERAN 1913, BRUN et CHATELET 1938, SORNAY 1950, MENNESSIER 1950, CHAMPENOIS 1962, PHILIP 1970, MONLEAU et PHILIP 1972. Récemment (1978), une analyse sédimentologique des Grès d'Uchaux a été effectuée par PARRON et TRIAT.

Sous l'angle de la biostratigraphie, ces deux régions sont intéressantes à plus d'un titre. Les auteurs ont, depuis longtemps, souligné la richesse de certains niveaux du Turonien en organismes bon marqueurs tels les ammonites, les rudistes, les inocérames, les polypiers. Il faut rappeler en outre qu'au plan paléogéographique il s'agit, au Turonien supérieur, d'un domaine charnière assurant la transition entre une plate-forme carbonatée à rudistes se développant en rive droite du Rhône et une aire prédeltaïque marine sise en rive gauche (PHILIP 1970). En d'autres termes, ce dispositif est très favorable aux corrélations entre deux groupes d'organismes dont on connaît l'intérêt biostratigraphique au Turonien : les ammonites, d'une part, abondantes et variées dans le massif d'Uchaux; les rudistes, d'autre part, présents à la fois dans le massif de la Cèze et celui d'Uchaux.

En revanche, l'analyse micropaléontologique de ces niveaux s'est révélée décevante. Seuls, quelques foraminifères benthiques agglutinants ont pu être observés en plaque mince confirmant le caractère peu profond – littoral de la région au cours du Turonien.

Source : MNHN, Paris

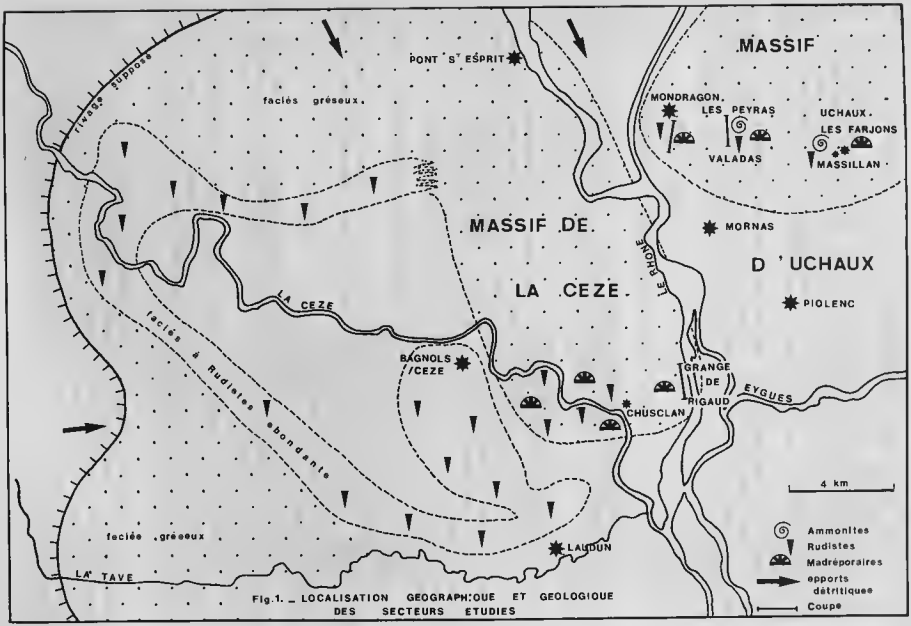


Fig.1. _ LOCALISATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DES SECTEURS ETUDIES

Source : MNHN, Paris

Si les observations présentées ici résultent d'une étroite concertation entre les auteurs de cette note, il faut cependant signaler qu'elles se sont largement appuyées sur les riches collections de C. Devalque dont les minutieuses et très précises récoltes – étalées sur plus de vingt années de recherche – ont précédé ce travail de révision biostratigraphique. Les ammonites ont été étudiées par F. Amédro, les rudistes par J. Philip. L'analyse lithostratigraphique a été conduite par J. Philip et F. Robaszynski.

Dans la suite de notre exposé, nous analyserons successivement la répartition des ammonites et des rudistes dans la partie supérieure du Turonien du massif d'Uchaux, puis du massif de la Cèze. Nous tenterons ensuite de justifier les corrélations lithologiques proposées entre ces deux régions. Nous comparerons enfin la biozonation ici établie à celles du Bassin de Paris, d'Angleterre et de Provence.

2. – LE TURONIEN SUPÉRIEUR DU MASSIF D'UCHAUX

Classiques depuis les travaux de HÉBERT et TOUCAS (1875), les coupes du Turonien de la partie occidentale du Massif d'Uchaux (fig. 2) sont de nature à fournir une base lithostratigraphique concrète à notre étude et à pouvoir être utilisées comme termes de comparaison avec le Turonien du Massif de la Cèze.

Mal individualisé au plan biostratigraphique, le passage du Cénomanien au Turonien inférieur s'effectue par l'intermédiaire d'une unité de grès et de calcaires gréso-glauconieux, épaisse d'une dizaine de mètres, présentant des surfaces de discontinuité et des remaniements intraformationnels. Cette unité est visible au voisinage immédiat du Château de Mondragon et dans le Vallon de Pierre Feu. Y fait suite, un ensemble épais de 100 à 300 m avec à la base, des grès plus ou moins quartzitiques, blanc-gris, très légèrement glauconieux et au sommet des alternances pluridécimétriques à métriques de grès gris glauconieux et de marnes silteuses micacées contenant de nombreux globules centimétriques rapportés à *Spongia pilula*. La macro et la microfaune sont très rares : « *Epiaster* » mal conservés, fragment de *Lewesiceras* (Turonien inférieur à moyen).

Au-dessus, jusqu'au lit R 1, vient une masse de calcaires gréseux, fossilifères, de 60 à 120 m, où l'on distingue de bas en haut quatre unités :

– 1. Calcaires gréseux jaunâtres, parfois très fossilifères : à cucullées et trigonies parfois silicifiées, à serpules, à ammonites (40 à 60 m). Dans la coupe des Peyras, cette unité a fourni : *Collignoniceras* dominants, *Romaniceras* cf. *kallesi*, etc...

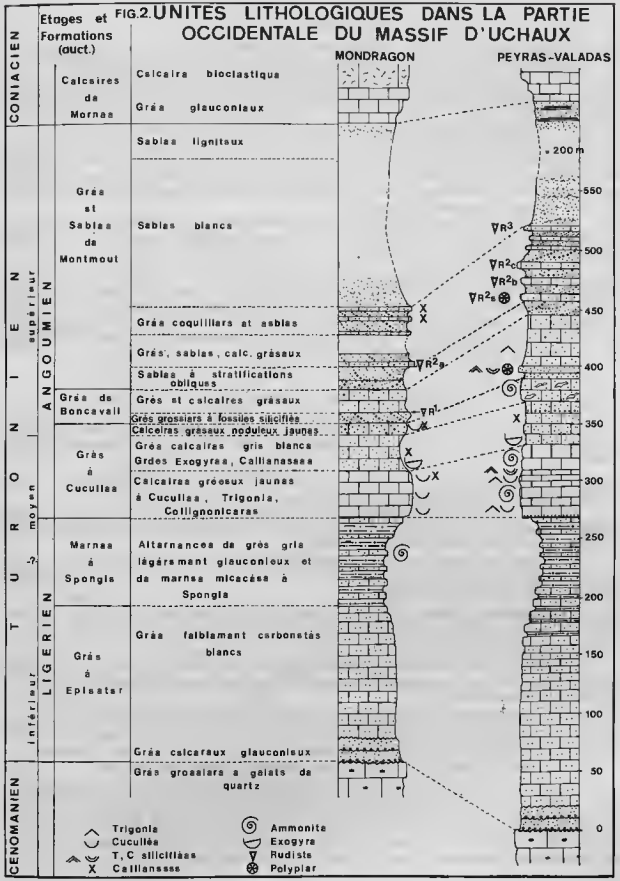
– 2. Grés fins carbonatés blanc-gris, à grosses exogyres vers le bas et lits à callianasses vers le haut, les ammonites y sont très rares (40 m environ).

– 3. Calcaires gréseux, plus ou moins noduleux, jaunâtres. Aux Peyras, cette unité a livré des ammonites (*Romaniceras deverianum* dominant). Le long du canal de Mondragon, les calcaires gréseux font place à des grès jaunâtres riches en Cucullées et pinces de crabes, intercalés de grès fins á Callianasses, *Spongia pilula* et Cucullées.

– 4. Unité lithologique complexe car présentant de notables variations latérales dans la partie occidentale du massif d'Uchaux. Aux Peyras, il s'agit de grès grossiers jaunes épais d'une quarantaine de mètres présentant : à la base un niveau pouvant contenir des polypiers simples et de petites ammonites (outre de nombreuses cucullées et trigonies silicifiées), puis vers le sommet, un niveau à grosses trigonies.

Le long du canal de Mondragon et aux Jouannades, cette unité est moins épaisse (20 à 30 m), et moins fossilifère. La partie inférieure (bien visible) est représentée par des grés grossiers, calcaires, à stratifications obliques nettes, épais d'une dizaine de mètres et couronnés par un lit plus cohérent riche en débris de rudistes, d'échinodermes, de madréporaires et de mélobésiées (Philip 1970). Il s'agit du premier épisode à cachet récifal dans le Turonien du massif d'Uchaux et nous verrons qu'il s'agit d'un niveau repére (R I) que l'on retrouve en position séquentielle équivalente dans le massif de la Cèze.

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

Au-dessus, se placent des grès fins puis des grès grossiers malheureusement en partie masqués par la végétation et qui ne nous ont livré que des débris de Lamellibranches et de Serpules.

Ainsi, les coupes de la partie occidentale du massif d'Uchaux traduisent, dans cette quatrième unité, le passage rapide de faciès à cachet périrécifal (Mondragon) à des faciès pérideltaïques (les Peyras). Comme il en résulte des variations tant sédimentologiques qu'écologiques, on conçoit que les corrélations biolithostratigraphiques à l'intérieur de cette unité en soient rendues difficiles. Rudistes, madréporaires coloniaux, mélobésiées dominent à Mondragon, tandis que trigonies, cucullées, polypiers simples caractérisent le secteur des Peyras où l'on rencontre, en outre, des ammonites (*Subprionocyclus neptuni*) mais plus de rudistes. Il n'en demeure pas moins vrai que l'indétermination biostratigraphique reste faible et que l'on peut paralléliser avec raison le premier niveau à rudistes de Mondragon (R 1) avec la zone à *Subprionocyclus neptuni*.

La partie supérieure du Turonien (Grès et sables de Montmout, 2 à 300 m environ) devient de plus en plus détritique et accuse nettement un cachet continental avec les sables blancs et les sables ligniteux qui couronnent la série, et que PARRON et TRIAT (1978) attribuent encore au Turonien.

La partie inférieure des sables de Montmout montre cependant des intercalations de bancs ou de lits calcaréo-gréseux à débris coquilliers (exogyres, cucullées, brachiopodes) et parfois à débris de rudistes. Dans la partie occidentale du massif (dépression du ruisseau de Valadas), on peut observer jusqu'à quatre minces intercalations de grès à débris de rudistes (R 2a, R 2b, R 2c, R 3), sans ammonites. L'horizon R 2a correspond au « premier niveau à rudistes » de MENNESSIER (1950). Vers l'Est, le faisceau R 2a, R 2b, R 2c, s'enrichit en rudistes entiers et en polypiers.

3. – LE TURONIEN SUPÉRIEUR DU MASSIF DE LA CÈZE

Le développement de formations carbonatées à rudistes et madréporaires dans le Turonien supérieur du massif de la Cèze, a été souligné par PHILIP 1970, MONLEAU 1971, MONLEAU et PHILIP 1972.

La corrélation du complexe récifal de la rive droite du Rhône, aux assises dont nous venons de présenter l'analyse lithobiostratigraphique s'imposait.

Notre étude a porté sur le secteur de Chusclan et une coupe a été levée au lieu-dit la Grange de Rigaud où, précisément, les formations à rudistes sont fossilifères (CHAMPENOIS 1962, PHILIP 1970). On distingue de bas en haut la succession suivante :

1. Grès fins, glauconieux, riches en débris végétaux et bioturbations verticales, passant à des grès grossiers à débris d'ostréidés (12 m). Cette unité affleure à la partie inférieure d'une carrière abandonnée ouverte en rive droite du Rhône.

2. Grès grossiers, calcaires, à stratifications obliques bien marquées (5 m). Couronnant cette unité et séparé d'elle par une surface de ravinement, se place un niveau riche en rudistes, madréporaires et mélobésiées (0,40 m).

3. Ensemble de grès à débris d'ostréidés et de Bryozoaires, de grès micacés et de grès glauconieux, constituant la partie supérieure de la carrière (8 m). Une intercalation ligniteuse a livré une palynoflore en cours d'étude.

4. Au-dessus se place une série où alternent des grès grossiers à débris d'huîtres et pinces de crabes, des grès fins glauconieux et des sables. Cet ensemble, qui présente des lacunes de visibilité, a une épaisseur d'environ 40 m. Dans les 2/3 inférieurs s'y intercalent deux niveaux à rudistes.

5. La coupe se termine par des grès et sables jaunes azoïques.

Les corrélations avec le massif d'Uchaux, et en particulier avec la coupe de Mondragon (tableau 1), s'appuient sur des données sédimentologiques et séquentielles et sur la mise en évidence de niveaux repères. À ce titre, on notera la présence de part et d'autre du Rhône des grès calcareux grossiers à stratifications obliques suivis de calcaires à rudistes, madréporaires, mélobésiées (niveau 2 de la coupe précédente, partie inférieure de l'unité 4 dans la coupe de Mondragon).

Source : MNHN, Paris

Soulignons ainsi que l'épisode récifal majeur mis en évidence dans le massif de la Cèze (= niveau R 1 d'Uchaux) correspond à la zone à *Subprionocyclus neptuni*. Les grès et sables coquilliers puis les sables azoïques du massif d'Uchaux sont présents dans le massif de la Cèze (unités 3, 4, 5). Les horizons à rudistes de l'ensemble 4 peuvent être corrélés au faisceau R 2a, R 2b, R 2c du secteur de Valadas.

TABLEAU 1. – Corrélations stratigraphiques entre les massifs d'Uchaux et de la Cèze.

Zones de rudistes	Massif de la Cèze (Grange de Rigaud)	Massif d'Uchaux (Mondragon)	Massif d'Uchaux les Peyras-Valadas	Zones d'Ammonites
	Sables et Grès	Sables et Grès	Sables ligniteux	
			Sables blancs	
			R 3	
	Grès et Sables coquilliers	Grès et Sables coquilliers	R 2c	
	R 2b		R 2b	
V. petrocoriensis	R 2a	R 2a	R 2a	
	Grès et Sables coquilliers	Sables à stratif. obliques	Sables à stratif. obliques	
		Grès coquilliers	Grès à grandes Trigonies	
V. rousseli	R 1	R 1		
	Grès à stratif. obliques	Grès à stratif. obliques	Grès à Trigonies Cucullées, petites Ammonites	*Subprionocyclus neptuni*
	Grès glauconieux et grès à débris d'Ostreidés	Grès jaunes à Cucullées	Grès calcaires jaunes	*Romaniceras deverianum*

4. – BIOSTRATIGRAPHIE

A. – AMMONITES.

a. *Historique.*

En 1841, puis en 1850, d'ORBIGNY décrit le premier les ammonites turoniennes du Massif d'Uchaux et crée à partir des collections Renaux et Requien, les *Ammonites papalis*, *A. deverianus*, *A. bravaisianus* (synonyme d'*A. neptuni* GEINITZ, 1850), *A. requienianus*, *A. prosperianus* (une chimère selon KENNEDY et COOPER, 1977), *Hamites gracilis*, *Baculites undulatus* et *Scaphites rochatianus*. Cette liste substantielle rassemble 7 des 19 espèces citées dans le Prodrome pour l'étage Turonien (d'ORBIGNY 1850) et révèle la richesse des gisements.

Un demi-siècle plus tard, ROMAN et MAZERAN 1913 illustrent l'ensemble de la faune et proposent plusieurs nouvelles espèces dont *Puzosia gaudemarisi* (synonyme de *P. curvatisulcata* CHATWIN et WITHERS, 1909) et *Pachydiscus rhodanicus*. Trois taxons sont encore créés ultérieurement par COLLIGNON 1939 : *Romaniceras uchauxiense* (synonyme de *R. deverianum*), puis par BASSE de MENORVAL 1962 : *Ledoceras massoni* (synonyme de *Subprionocyclus normalis* ANDERSON 1958) et enfin par SORNAY 1964 : *Lewesiceras romani* (synonyme de *L. mantelli W. & W.* 1951). En définitive, sur les treize espèces décrites dans le Massif d'Uchaux, sept restent aujourd'hui valides.

Si de nombreuses illustrations donnent un bon aperçu de la faune, aucune information n'a été présentée sur la distribution exacte des échantillons. HEBERT et TOUCAS 1875, ROMAN 1912, MENNESSIER 1950 apportent plusieurs listes de fossiles mais celles-ci peuvent difficilement être intégrées aux

Source : MNHN, Paris

levés actuels. Par contre, le nouveau matériel considéré ici (plus de 250 spécimens d'ammonites) a été récolté principalement dans la partie occidentale du Massif d'Uchaux et localisé de la façon la plus précise possible par rapport à la succession lithologique.

b. *Biostratigraphie et biozonation.*

L'examen du tableau de répartition des espèces (fig. 3) montre l'existence de deux assemblages successifs d'ammonites dans les « Grès d'Uchaux ».

À la base, les unités lithologiques calcaréo-gréseuses, inférieures au « premier niveau à polypiers simples » (MENNESSIER 1950) fournissent un abondant matériel. Les 164 spécimens recueillis se répartissent en : *Scaphites geinitzi* et *Sc.* sp. 3,6%, *Gaudryceras* cf. *mite* 0,6%, *Puzosia (Puzosia) curvatisulcata* 6,7%, *Pachydesmoceras linderi* 7,9%, *Lewesiceras mantelli* 20,8%, *Tongoboryoceras rhodanicum* 1,8%, *Romaniceras deverianum* 50%, *Coilopoceras requienianum* 8,6%. L'abondance de *R. deverianum*, jalon phylétique important dans l'évolution des Acanthoceratidae (Euromphaloceratinae) permet d'envisager la création d'une Assemblage-zone à *R. deverianum*.

Dans le détail, les ammonites silicifiées rouge-brun qui ont fait la réputation des « Grès d'Uchaux » apparaissent surtout dans les 2 à 3 m sommitaux de l'Assemblage-zone à *R. deverianum*.

– Au-dessus, le « premier niveau à polypiers simples » livre également un grand nombre de moules internes d'ammonites ferruginisés et silicifiés mais toujours de petite taille (3 à 15 mm). Ce sont pour la plupart des exemplaires juvéniles ou des portions de phragmocônes. Un ensemble de 92 échantillons se classe en : *Sciponoceras bohemicum* et *Baculites undulatus* 4,3%, *Scaphites* spp. 16,3%, *Worthoceras rochatianum* 8,7%, *L. mantelli* et *T. rhodanicum* 6,5%, *C. requienianum* 3,3%, *Subprionocyclus hitchinensis*, *S. neptuni*, *S. brannerl*, *S.* cf. *normalis* 60,9%. À cette liste s'ajoutent *Scalarites gracilis*, *Hyphantoceras reussianum* et *P. (P.) curvatisulcata* déterminés dans la collection d'ORBIGNY provenant d'Uchaux. L'ensemble faunique est caractéristique de l'Assemblage-zone à *S. neptuni* de Wright 1979.

Enfin, *L. mantelli* (1 ex.) et *C. requienianum* (2 ex.) existent encore dans le deuxième niveau à polypiers de MENNESSIER.

c. *Discussion.*

La distinction de deux assemblages d'ammonites dans les « Grès d'Uchaux » doit être soulignée car elle montre pour la première fois que l'A.Z. à *R. deverianum* est surmontée dans une même coupe par l'A.Z. à *S. neptuni*. Plusieurs remarques peuvent également être formulées sur chaque zone.

A.Z. à *R. deverianum*. Bien que depuis de GROSSOUVRE 1901, *R. deverianum* soit considéré par la plupart des auteurs comme marqueur de la base de la partie supérieure du Turonien en France, l'espèce reste rare dans les faciés crayeux ou calcarénitiques du Bassin de Paris. Seuls 9 spécimens sont cités dans le Tuffeau jaune de Touraine et 1 exemplaire dans la craie de l'Aube. La population considérée ici apparaît donc unique en France avec 82 spécimens, soit 50% de l'assemblage.

D'un autre côté, l'absence de *Collignoniceras woollgari* dans cette A.Z. à *R. deverianum* est à remarquer. Les données publiées en Angleterre (KENNEDY *et al.* 1980) montrent que *C. woollgari* persiste jusqu'à 5 m sous le Chalk-Rock tandis que *R. deverianum* (1 ex.) existe à 2 m sous celui-ci, ce qui pourrait suggérer la non-coexistence des deux espèces. La récolte récente de *C. woollgari* dans l'A.Z. à *S. neptuni* de l'Aube infirme cependant cette hypothèse. Des recherches restent à faire pour connaître l'extension réelle de *C. woollgari*.

A.Z. à *S. neptuni*. La faune reste plus classique et apparaît très comparable à celle du Chalk-Rock du Sud de l'Angleterre récemment révisée par WRIGHT 1979. Pourtant, il faut noter à Uchaux la présence de *C. requienianum* qui persiste, semble-t-il, plus haut dans le Turonien terminal.

Source : MNHN, Paris

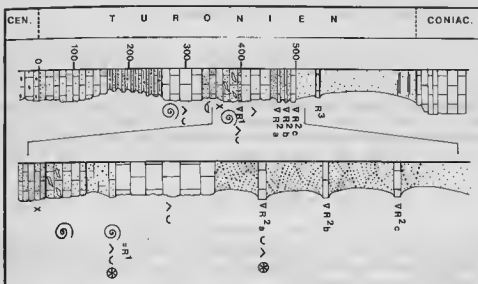


Fig. 3. REPARTITION DES AMMONITES ET DES RUDISTES DANS LA PARTIE SUPERIEURE DU TURONIEN DU MASSIF D'UCHAUX. (COUPE SYNTHETIQUE DU SECTEUR OCCIDENTAL)

AMMONITES

- Sciponoceras bohemicum (FRITS.)
- Baculites undulatus D'ORB.
- Scaphites gracilis (D'ORB.)
- Nyphantoceras reussianum (D'ORB.)
- Scaphites spp.
- Worthoceras rochetianum (D ORB.)
- Gaudryceras cf. mite (HAUER)
- P (Puzosia) curvatisulcata C. et W.
- Pachydesmoceras inderi (DE GROS.)
- Lewesiceras mantelli W. et W.
- Tongoboryoceras rhodanicum (R. et M.)
- Romaniceras deverianum (D ORB.)
- Subprionocyclus hitchinensis (BIL.)
- Subprionocyclus neptuni (GEIN.)
- Subprionocyclus branneri (AND.)
- Subprionocyclus cf. normalis (AND.)
- Coilopoceras requienianum (D'ORB.)

RUDISTES

- Nippurites requieni MATN.
- Nippurites resectus DEFR.
- Vaccinites praepetrocoriensis TOUC.
- Vaccinites petrocoriensis (DOUV.)
- Vaccinites rousseli (DOUV.)
- Durania cornupastoris (DES MOUL.)
- Radiolites radiosus D'ORB
- Præradiolites peilleti (D'ORB.)
- Præradiolites prærequieni TOUC.
- Plagioptychus cf. ucheuxensis MENN.

Source : MNHN, Paris

B. – INOCÉRAMES.

Les inocérames récoltés dans les unités lithologiques décrites précédemment, sont peu nombreux et généralement mal conservés. Deux spécimens d'*Inoceramus* cf. *brongniarti* Mantell sont cependant reconnus dans les niveaux à *Romaniceras deverianum* (dét. SORNAY). Notons que cette espèce est habituellement rapportée à la partie moyenne du Turonien alors que *R. deverianum* signe le Turonien supérieur.

C. – RUDISTES.

Les rudistes dont il est ici fait mention ont été récoltés dans les niveaux R1 et R2 (principalement R2a des massifs d'Uchaux (partie occidentale) et de la Cèze; le niveau R3 n'a fourni que des fragments de rudistes indéterminables spécifiquement.

1. *Niveau R1.*

C'est dans le massif de la Cèze (Grange de Rigaud) que ce niveau s'est avéré le plus fossilifère. Nous y avons recueilli : *Vaccinites rousseli, V.* cf. *praepetrocoriensis, Hippurites resectus, H. requieni, Durania cornupastoris, Plagioptychus* cf. *uchauxensis* et des débris de Radiolitidés. Dans la partie occidentale du massif d'Uchaux (les Jouannades), R1, plus pauvre, livre cependant *H. requieni, Praeradiolites pailletei, Pr. praerequieni* et *Plagioptychus* sp.

Parmi les Hippuritidés, qui constituent, rappelons-le, le phylum le plus caractéristique du Turonien récifal, notons que *V. rousseli* est l'espèce la plus abondante (82% des individus récoltés). Ceci justifie amplement l'assimilation de R1 à une assemblage-zone à *V. rousseli.*

2. *Niveaux R2.*

Le faisceau des niveaux R2 (R2a, R2b, R2c) est relativement fossilifère dans la partie occidentale du massif d'Uchaux, plus pauvre en rive droite du Rhône où il n'a fourni que des fragments de *Durania*, de *Plagioptychus* et de *Radiolites.* Dans le massif d'Uchaux ce sont les secteurs de la Digoine, de Verdoulet et des Lançons qui ont livré le plus de rudistes. Les Radiolitidés, généralement fragmentés, plus rarement entiers, sont répartis de façon uniforme dans les trois niveaux.

Les Hippuritidés, plus rares, sont représentés par *H. requieni* et *V. petrocoriensis* découverts dans R2a des Lançons. L'absence complète de *V. praepetrocoriensis* est à signaler.

Le principe d'établissement d'une biozonation phylétique, fondée sur les Hippuritidés, nous conduit à constater l'apparition d'un nouveau taxon : *V. petrocoriensis* qui représente un palier évolutif caractéristique du genre *Vaccinites* au Turonien (cf. PHILIP 1970). C'est à ce titre que nous désignons cette espèce comme chef de file de l'assemblage-zone des niveaux R2.

Ainsi, le Turonien supérieur des massifs d'Uchaux et de la Cèze est subdivisé en deux assemblages-zones de rudistes. Si la première, ou A.Z. à *Vaccinites rousseli*, peut être mise en parallèle avec l'A.Z. à *Subprionocyclus neptuni*, la seconde, A.Z. à *Vaccinites petrocoriensis*, ne peut être corrélée à une zone d'ammonite.

Discussion.

Ces données biostratigraphiques sont de nature à servir de base à un essai de zonation des formations récifales turoniennes où les foraminifères, on le sait, sont généralement peu caractéristiques et les ammonites particulièrement rares. En Provence, où ces formations sont bien développées et où elles ont fait l'objet d'une révision récente (PHILIP 1970 et 1978), on constate l'existence de cinq zones de rudistes basées sur les Hippuritidés. La première (Z. à *V. fontalbensis*), située sous la zone à *Mammites nodosoïdes*, définit ainsi un Turonien basal (PHILIP 1978); la seconde (Z. à *H. requieni*) est à

Source : MNHN, Paris

cheval sur le Turonien moyen et sur le Turonien supérieur (BABINOT et TRONCHETTI 1973). Les deux suivantes (Z. à *V. rousseli* et *V. praepetrocoriensis* puis Z. à *V. petrocoriensis* et *V. praegiganteus*) sont corrélées aux Z. à *V. rousseli* et à *V. petrocoriensis* des massifs d'Uchaux et de la Cèze, attestant ainsi de leur âge Turonien supérieur. La cinquième zone (Z. à *V. giganteus*, *V. praegiganteus*, *V. moulinsi*) située sous la zone à *Peroniceras tricarinatum* assure le passage du Turonien au Coniacien et sa position biostratigraphique reste à préciser.

Le tableau 2 résume les équivalences proposées entre la Provence et les massifs d'Uchaux et de la Cèze.

TABLEAU 2. – Corrélations biostratigraphiques entre la Provence et les massifs d'Uchaux et de la Cèze.

		PROVENCE		MASSIFS D'UCHAUX ET DE LA CÈZE	
		Zones d'ammonites	Zones de rudistes	Zones de rudistes	Zones d'ammonites
Coniacien		Peroniceras tricarinatum			
Zone de passage			Vaccinites giganteus V. praegiganteus V. moulinsi	?	
TURONIEN	SUPÉRIEUR		Vaccinites petrocoriensis V. praegiganteus	Vaccinites petrocoriensis	?
			Vaccinites rousseli V. praepetrocoriensis	Vaccinites rousseli	*Subprionocyclus neptuni*
					Romaniceras deverianum
	MOYEN	?	Hippurites requieni	?	
	INF.	Mammites nodosoïdes	?	?	
	BASAL	?	Vaccinites fontalbensis	?	?

Conclusions.

Des corrélations stratigraphiques précises ont pu être établies entre le Turonien supérieur du massif d'Uchaux et celui de la Cèze. Deux zones d'ammonites ont été mises en évidence (A.Z. à *Romaniceras deverianum*, A.Z. à *Subprionocyclus neptuni*) que l'on a corrélées aux zones de rudistes (A.Z. à *Vaccinites praepetrocoriensis*, A.Z. à *V. petrocoriensis*).

Les massifs d'Uchaux et de la Cèze constituent un modèle paléoécologique original qui montre le passage de formations récifales à rudistes et madréporaires à des formations pérideltaïques livrant des ammonites. Il s'agit à ce titre d'une région clef pour les corrélations biostratigraphiques et, d'une façon générale, pour la biozonation du Turonien.

Remarque :

À l'échelle de la présente interprétation, nous proposons une corrélation directe et commode entre le niveau R1 de Mondragon et le niveau à Polypiers simples, trigonies et cucullées silicifiées des

Source : MNHN, Paris

Peyras. Dans le détail et en tenant compte de levés géologiques complémentaires qui n'ont pu être développés dans ce travail, il n'est pas impossible que la corrélation du niveau R1 de Mondragon puisse s'établir avec un horizon riche en grosses trigonies situé 10 à 20 m au-dessus du niveau à polypiers simples des Peyras-Valadas.

Ultérieurement, sera présentée une synthèse sur le Turonien du massif d'Uchaux qui précisera cet aspect des correspondances en intégrant toutes les données disponibles à ce moment.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Arnaud H. (1878). – Synchronisme de l'étage Turonien dans le Sud-Ouest et dans le Midi de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3, t. 6, p. 233-242.

Basse de Menorval E. (1962). – Quelques ammonites du Crétacé supérieur d'Angola. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 7, fasc. 4, p. 871-876, pl. 22-24.

Babinot J. F. et Tronchetti G. (1973). – Précisions biostratigraphiques sur le Turonien provençal à l'aide des Foraminifères et des Ostracodes. *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 277, sér. D., p. 1425-1428.

Brun P. de, Chatelet C. (1938). – Le massif crétacé d'Uchaux (Vaucluse) et son auréole miocène. *Bull. Soc. d'Étude des Sciences Naturelles de Vaucluse*, 1935, n° 2 et 1937, n° 3, 20 p.

Champenois M. (1962). – Contribution à l'étude géologique de la bordure orientale du massif de la Cèze (Gard). Thèse 3e cycle, Grenoble, 136 p.

Collignon M. (1939). – Fossiles cénomaniens et turoniens du Menabe (Madagascar). *Ann. Géol. Serv. Mines Madagascar*, t. 10, p. 59-105, pl. I-II.

Collignon M., Cregut E., Fabre-Taxy S., Philip J., Tronchetti, G. (1979). – Ammonites du Coniacien de Provence. *Géol. Méditer.*, t. VI, n° 3, p. 385-394.

Grossouvre A. de (1901). – Recherches sur la craie supérieure – Stratigraphie générale. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*, p. I-1013.

Hebert E., Toucas A. 51875). – Description du bassin d'Uchaux. *Ann. Sc. Géol.*, t. 6, p. 1-132, pl. 1-4.

Kennedy W. J. *et al.* (1980). – The European species of the Cretaceous ammonite *Romaniceras* with a revision of the genus. *Palaeontology*, vol. 23, part. 2, p. 325-362, pl. 39-50.

Kennedy W. J., Cooper M. R. (1977). – *Ammonites prosperianus* d'Orbigny 1841 (Cretaceous Ammonoidea) is a chimaere. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*

Mennessier G. (1950). – Monographie géologique du Massif d'Uchaux. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n° 227, p. 1-50, pl. 1-2.

Mennessier G. (1957). – Remarques sur les espèces européennes de rudistes appartenant au genre *Plagioptychus* Matheron (1842). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6e sér., t. VII, p. 833-852.

Monleau Cl. (1971). – Étude pétrographique et paléoécologique des calcaires à rudistes du Turonien de la Basse Vallée du Rhône. *Trav. Lab. Géol. Hist. et Pal.*, n° 1, 70 p., IX pl.

Monleau Cl., Philip J. (1972). – Reconstitution paléogéographique des formations calcaires à rudistes du Turonien supérieur de la Basse Vallée du Rhône à partir d'une étude de microfaciès. *Rev. Micropal.*, n° 1, p. 45-56.

Orbigny A. d' (1841). – Paléontologie française. Terrains crétacés I. (Céphalopodes), p. 1-662, pl. 1-148.

Orbigny A. d' (1850). – Prodrome de Paléontologie stratigraphie, p. 1-428.

Parron Cl., Triat J. M. (1978). – Paléoaltérations continentales et sédimentogénèse marine dans le Crétacé supérieur du massif d'Uchaux (Vaucluse). *Bull. B.R.G.M.*, 2e sér., section 1, n° 1, p. 47-56.

Philip J. (1970). – Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. Thèse Doct. État Marseille, 438 p., 76 fig., 6 tabl., 8 pl.

Philip J. (1978). – Stratigraphie et Paléoécologie des formations à rudistes du Cénomanien. L'exemple de la Provence. *Géol. Méditer.*, t. V, n° 1, p. 155-168.

Roman F. (1912). – Coups d'œil sur les zones de Céphalopodes du Turonien du Vaucluse et du Gard. *C.R. Ass. Fr. Av. Sc. Congrès de Nîmes*, p. 1-15, pl. 1-3.

Source : MNHN, Paris

ROMAN F., MAZERAN P. (1913). – Monographie paléontologique de la faune du Turonien du bassin d'Uchaux et de ses dépendances. *Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*, 12, p. 1-137, pl. 1-11.

SORNAY J. (1950). – Étude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la Vallée du Rhône entre Valence et Avignon et des régions voisines. Imprimerie Allier à Grenoble, 254 p.

SORNAY J. (1964). – Sur un *Lewesiceras* nouveau du Turonien d'Uchaux (Vaucluse). *Ann. Paléont.*, n° 50, p. 183-187.

WRIGHT C. W. (1979). – The Ammonites of the English Chalk Rock (Upper Turonien). *Bull. Br. Mus. Nat. Hist.* (Geol.). Vol. 31, n° 4, p. 281-332, pl. 1-7.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

UN GISEMENT À PLANTES DU TURONIEN SUPÉRIEUR LA CARRIÈRE DE SABRAN, À L'OUEST DE BAGNOLS-SUR-CÈZE (GARD, FRANCE) STRATIGRAPHIE, SÉDIMENTOLOGIE, ÉTUDE DE MACRORESTES VÉGÉTAUX ET PALYNOLOGIE

PAR

J. L. DUCREUX*, M. G. GAILLARD* & E. SAMUEL**

Résumé :

Les dépôts du Turonien supérieur du Gard se caractérisent par un vaste épandage détritique (faciès ucétien) constitué de corps sableux et de lentilles ligniteuses. L'une d'entre elles, située dans la carrière de Sabran, a livré de nombreux restes végétaux (empreintes de feuilles et de fruits, rares troncs pyritisés, abondants pollens et spores) et quelques organismes marins (gastéropodes, bivalves). L'analyse sédimentologique et séquentielle du site indique un milieu margino-littoral de type deltaïque.

L'étude des macrorestes végétaux révèle que la flore est constituée de Fougères, de Gymnospermes, d'Angiospermes variées attestant un climat chaud.

Les spectres sporopolliniques, dominés par les normapolles, montrent un faible développement des spores et des pollens inaperturés. Cette microflore est d'âge Turonien supérieur. On peut préciser qu'elle appartient à la zone à *Extratriporopollenites hemiperfectus* et *Vacuopollis microconcavus* créée par J. MEDUS en 1980 dans cette même région.

AN UPPER TURONIAN FLORA QUARRY OF SABRAN, WEST OF BAGNOLS-SUR-CEZE (GARD, FRANCE) : STRATIGRAPHY, SEDIMENTOLOGY, STUDY OF PLANTS REMAINS AND PALYNOLOGY

Abstract :

In the Gard department, the Upper Turonian deposits are characterized by an important clastic sedimentation ("Ucetien" facies) composed by sandy body and lignitic lense-shaped levels. One of these, located in the quarry of Sabran, yielded many plants remains (leaves and fruits prints, pyritised

* Département des Sciences de la Terre, Université Claude Bernard, Lyon I, 43, boulevard du 11 Novembre 1918, F 69622 Villeurbanne Cedex.

** Laboratoire de Paléobotanique et Centre de Paléontologie stratigraphique et Paléoécologie, (L.A. 11) associé au C.N.R.S., Université Claude Bernard, Lyon I, 43, boulevard du 11 Novembre 1918, F 69622 Villeurbanne Cedex.

Source : MNHN, Paris

trunks, pollens and spores) and some marine organisms (gastropods, bivalvia). Sedimentological and sequential analysis of this outcrop indicates that Ucetien is a deltaic facies.

Ferns, Gymnosperms and various Angiosperms of warm climate make up the macroflora. Sporo-pollinical association, dominated by normapolles pollens, is marked by a low development of spores and inapertured pollens. This palynoflora permits to assign the deposit to the *Extratriporopollenites hemi-perfectus* and *Vacuopollis microconcavus* zone, created by J. MEDUS *et alii* (1980) in this area.

INTRODUCTION

Les gisements à plantes du Crétacé supérieur sont peu nombreux en France et ont été jusqu'à présent succinctement étudiés (DEPAPE, 1959). Le gisement signalé par G. de SAPORTA (1890) dans des grès turoniens près de Bagnols-sur-Cèze (Gard) ne semble pas s'identifier à celui décrit dans cette note mais correspond plus probablement à des grès à plantes d'âge Coniacien inférieur. Nous avons en effet retrouvé des grès semblables au Nord de Bagnols (lieu-dit Derbèze), grâce à une comparaison avec des échantillons portant la mention « grès turonien de Bagnols » (Coll. École nat. sup. Mines de Paris, déposée à l'Université de Lyon).

C'est lors d'une étude sédimentologique et métallogénique des dépôts du Crétacé supérieur gardois (DUCREUX, 1982) que fut découverte, dans des dépôts sableux du Turonien supérieur, la lentille ligniteuse fossilifère de Sabran. Près de ce village, J. M. TRIAT (1979) signale également des troncs d'arbres plantés verticalement dans des sables ligniteux semblables, soulignant la présence d'un important couvert végétal à cette époque.

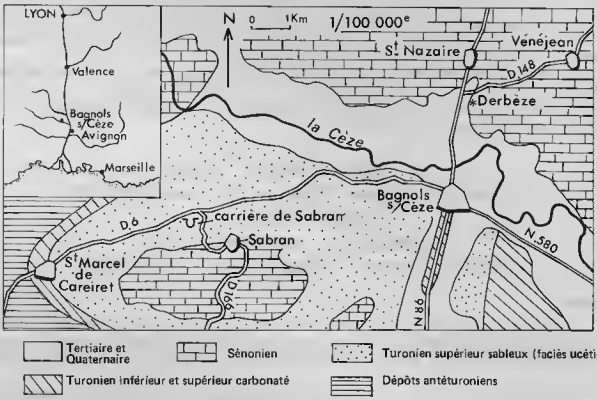


FIG. 1. — Cadre géologique et plan de situation de la Carrière de Sabran.

Source : MNHN, Paris

I. – STRATIGRAPHIE DU SECTEUR DE SABRAN

La carrière de Sabran est située à environ 7 km à l'Ouest de Bagnols-sur-Cèze (fig. 1) le long de la route départementale D6 (Coordonnées LAMBERT III : x = 775,7 km; y = 208,9 km; z = 130 m).

1. *Succession des dépôts turoniens dans le massif de la Cèze.*

Le Turonien du massif de la Cèze est classiquement subdivisé en quatre unités lithostratigraphiques (SORNAY, 1950) avec :

– à la base, des *grès glauconieux* débutant par des niveaux grossiers à graviers de quartz;

– des *calcaires gréseux jaunes* qui ont livré une faune d'ammonites de la biozone à *Mammites nodosoides*;

– des *calcaires à rudistes*, connus sous le terme de calcaires de Pignères et attribués au Turonien supérieur;

– au sommet, un *puissant ensemble sableux*, épais de plusieurs centaines de mètres, à intercalations argilo-ligniteuses. Cette unité, dénommée Ucétien par E. DUMAS (1875), a livré une association d'ammonites (SARRAN d'ALLARD, 1887) : *Coelopoceras requieni* d'Orb. et *Romaniceras deveriai* d'Orb. attestant un âge Turonien supérieur. Le cortège sporopollinique de quelques lentilles ligniteuses, étudiées par J. MEDUS *et alii* (1980), confirme cet âge (palynozone à *Extratriporopollenites hemiperfectus* et *Vacuopollis microconcavus*).

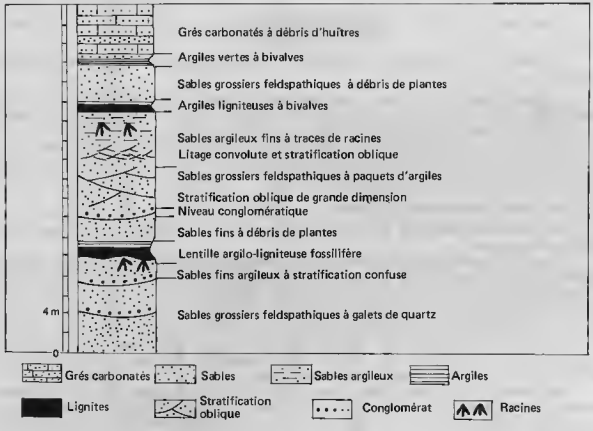


FIG. 2. – Coupe lithologique de la Carrière de Sabran.

Source : MNHN, Paris

2. *Coupe lithologique de la carrière de Sabran* (fig. 2).

Cette carrière entame sur une trentaine de mètres d'épaisseur des sables blancs ou jaunes du faciès Ucétien dans lesquels sont intercalées deux lentilles d'argiles ligniteuses dont la plus basse constitue le gisement fossilifère.

II. – STRATONOMIE, SÉDIMENTOLOGIE ET ANALYSE SÉQUENTIELLE DU GISEMENT

1. *Géométrie de la lentille fossilifère* (fig. 3).

Épaisse d'environ 2 m et visible sur près de 80 m de longueur cette lentille se termine en biseau vers l'Ouest et passe à des sables argileux gris à traces de racines. Elle repose sur des sables fins, localement indurés par des accumulations ferrugineuses. Les mesures de pendage, prises au mur de la lentille, montrent que celle-ci comble une dépression en forme de cuvette plongeant vers le Sud.

2. *Répartition des faciès, minéralogie des argiles et contenu faunistique de la lentille fossilifère* (fig. 3).

Dans sa *partie occidentale*, se rencontrent des argiles plastiques noires à débris ligniteux et concrétions pyriteuses. Ces argiles contiennent des troncs d'arbres, d'une quinzaine de centimètres de diamètre, couchés et orientés vers l'Est ; elles livrent également des empreintes foliaires peu nombreuses, bien conservées mais épigénisées par des sulfures de fer.

Dans sa *partie médiane et orientale*, la succession des dépôts montre :

– à la base, une accumulation très dense de feuilles (litière de feuilles), brunes et cuticulées (TRUC, 1979, fig. I2, p. 33) ;

– puis, des argiles sableuses ligniteuses à stratification oblique ; les feuilles contenues dans ce niveau sont mal conservées ;

– au sommet, un niveau argileux très bioturbé dont les terriers sont colmatés par les sables fins surmontant la lentille.

Les dépôts argilo-ligniteux sont caractérisés par une dominance des smectites tandis que les horizons sableux situés au mur et au toit de la lentille contiennent en quantité égale de la kaolinite et des smectites. L'illite demeure accessoire dans tous les niveaux (< 5%).

La lentille argilo-ligniteuse a en outre livré quelques empreintes de coquilles de bivalves et de gastéropodes (*Nuculana* sp., *Pteria* sp., *Turritella* sp., *Oddostomia* sp.), caractéristiques d'une *faune marine littorale* (déterminations O. MACSOTAY et A. PRIEUR).

3. *Analyse et interprétation séquentielle du site.*

Les ensembles lithologiques reconnus dans la carrière de Sabran permettent d'individualiser *deux types de séquences*.

Les *dépôts sableux*, quartzo-feldspathiques, s'agencent en séquences de *comblement de chenal fluviatile*. Chaque séquence débute par des sables grossiers à galets et paquets d'argile (mud curls) ; une stratification et un litage oblique à grande échelle dénotent une forte compétence des courants (dépôts de barre d'accrétion). Puis, l'énergie diminuant, se déposent des sables fins, argileux au sommet. Les nombreuses figures sédimentaires présentes en ce dernier niveau (litage oblique de petite dimension, litage convolute lié à des expulsions d'eaux, structure madrée, ainsi que des traces de racines) prouvent un comblement du chenal en voie d'achèvement (REINECK & SINGH, 1980), suivi de l'installation d'un couvert végétal (plaine d'inondation).

Les *lentilles argilo-ligniteuses* définissent des séquences d'*ingression marine*. À leur base, s'observe un horizon à nombreux débris végétaux (litière de feuilles, bois, lignite franc) qui témoigne de la destruction de la végétation à la suite d'une invasion marine locale liée à des causes variées (rupture de flèche littorale, subsidence locale). Les argiles ligniteuses, plus ou moins sableuses, qui forment l'essen-

Source : MNHN, Paris

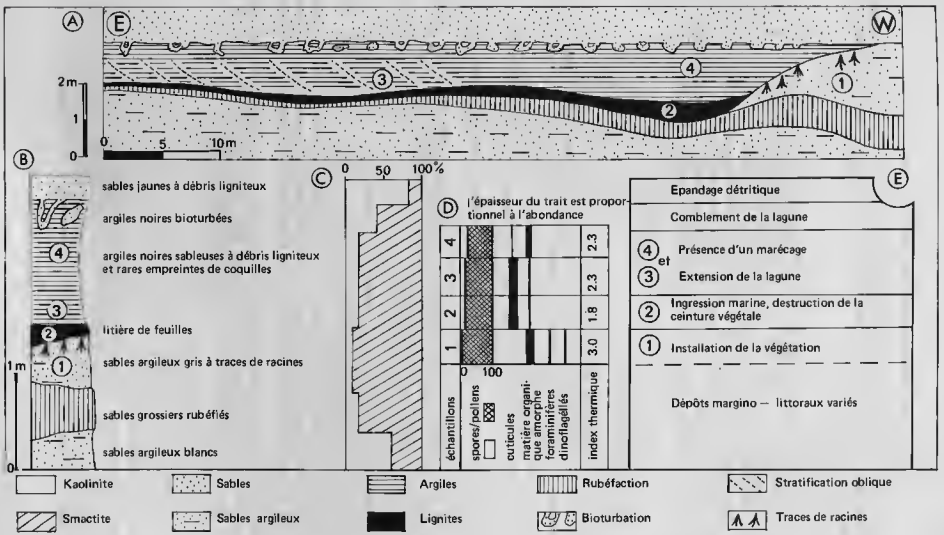


FIG. 3. – La lentille fossilifère de Sabran : géométrie (a); coupe lithologique (b); argiles (c); palynofaciès (d); interprétation séquentielle (e).

Source : MNHN, Paris

tiel de la lentille, correspondent à une sédimentation fine en milieu assez calme de type lagune. Ces milieux, habituellement riches en matières organiques, mais peu oxygénés, expliquent la présence d'une faune marine rapidement asphyxiée.

4. *Milieu de dépôt proposé.*

L'analyse sédimentologique du site de Sabran montre que les dépôts étudiés correspondent à un *environnement deltaïque*. Cet environnement oppose deux milieux de dépôt avec, d'une part des *chenaux fluviatiles distributaires* (ALLEN *et al.*, 1979) remplis de sables feldspathiques à kaolinite et d'autre part, des *lagunes interdistributaires* avec des sédiments argilo-ligniteux à smectite, livrant une faune marine. De telles lagunes s'individualisent à la suite d'une ingression marine locale détruisant la ceinture végétale littorale. Ce schéma explique la présence du lignite et des débris végétaux en base de séquence (lignite « sur érosion transgressive » ALLEN *et al.*, 1979). On soulignera également l'existence de traces de racines au mur des lentilles ligniteuses rappelant les séquences houillères décrites par P. PRUVOST (1942).

III. – MACRORESTES VÉGÉTAUX

Les macrorestes végétaux, très abondants et bien conservés, sont déposés à plat dans le sédiment. Ils offrent une relative diversité floristique. Une étude systématique approfondie est en cours, aussi n'indiquerons-nous ici que la physionomie végétale qui en découle.

• Les Fougères, rares et très fragmentaires, restent difficiles à identifier.

• Les Conifères, plus nombreux, sont présents sous la forme de rameaux et de cônes épars attribuables pour la plupart aux *Taxodiaceae* de type *Sequoia*.

• Les Angiospermes, très nettement majoritaires, ont parfois une appartenance systématique imprécise.

– Les Monocotylédones sont représentées par des empreintes foliaires pourvues de nervures parallèles, mais ces restes trop fragmentaires ne permettent pas une identification précise.

– Les Dicotylédones, nettement prépondérantes et à elles seules responsables de la litière de feuilles, se répartissent comme suit :

+ Prédominance de *Dewalquea* (*D. gelindensis* SAP & MAR. 1873).

+ Des *Araliaceae* (*Aralia*), *Celastraceae* (*Celastrophyllum*), *Fagaceae* (*Dryophyllum*), *Lauraceae* (*Sassafras*), *Menispermaceae* (*Menispermites*), *Ulmaceae* (*Zelkova*).

À cette liste déjà importante, nous ajoutons trois autres familles : *Magnoliaceae* (*Liriodendron*), *Moraceae* (*Ficus*) et *Sterculiaceae* (*Pseudoprotophyllum*). Toutefois, leur identification fondée sur un nombre trop restreint d'échantillons souvent fragmentaires reste douteuse. Les troncs pyritisés n'ont pas permis d'étude anatomique.

Dans cette énumération, nous retrouvons les éléments dominants de la flore du Crétacé supérieur décrite tant en France (DE SAPORTA, 1890; MARION, 1890; VASSEUR, 1890; DEPAPE, 1954) qu'en Europe et dans le monde (DEPAPE, 1959), exception faite des *Myricaceae*.

IV. – PALYNOLOGIE

1. *Contenu sporo-pollinique* (tabl. I).

L'échantillon I de sables argileux (fig. 3) montre une diversité modérée de la microflore, dominée par *Vacuopollis pyramis* PFLUG, 1953, *Vacuopollis microconcavus* PACLTOVA & KRUTZSCH, 1968 et par *Extratriporopollenites hemiperfectus* KRUTZSCH emend. SKARBY, 1968. Il se distingue également par l'absence de spore, par la présence de tests chitineux de foraminifères et de dinoflagellés du type *Pro-*

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 1. – Diagramme sporopollinique de la Carrière de Sabran.

Espèces	1	2	3	4
Cyathidites australis		0.3	1.5	3.0
Cyathidites minor		1.4	1.5	2.6
Dictyophyllidites harrisii			0.3	
Leiotriletes regularis		3.4		
Microreticulatisporites crassiexinus		0.8		
Vadaszisporites pseudofoveolatus			2.9	
Vadaszisporites urkuticus				4.5
Appendicisporites matesovai		0.3		
Appendicisporites tricornitatus				1.1
Appendicisporites tricuspidatus		0.3		1.1
Appendicisporites sp.				1.9
Matonisporites aff. *impensus*			0.3	
Gleicheniidites senonicus		0.6		
Camarozonosporites hammenii			0.7	
Abietinaepollenites microreticulatus	1.2	2.5	0.7	5.7
Podocarpidites ellipticus		0.6		
Inaperturopollenites dubius	7.2	3.4	5.2	8.3
Inaperturopollenites globosus			7.4	
Inaperturopollenites hiatus				8.3
Inaperturopollenites magnus		2.0		
Inaperturopollenites sp.			2.2	
Sequoiapollenites sp.		1.7		
Cycadopites nitidus			0.7	
Monocolpopollenites parareolatus	2.4	11.3		
Clavatricolpites sp. 1				6.4
Gemmatricolpites gemmatus	18.1	15.9	5.5	1.9
Psilatricolpites psilatus			2.9	
Tricolpites sagax			2.2	
Tricolpopollenites retiformis		17.0		
Atlantopollis reticulatus			1.5	
Atlantopollis sp.	4.8		0.7	
Complexiopollis complicatus	4.8		1.1	
Complexiopollis sp. 1	1.2			
Conclavipollis burgeri		1.1	0.3	2.3
Extratriporopollenites hemiperfectus	7.2	14.4	20.1	22.3
Extratriporopollenites vestibulus		0.3		
Frankonipollis aff. *piolencis*			0.3	
Interporopollenites concavus			1.1	
Osculapollis aff. *aequalis*			0.7	
Pecakipollis sp.			1.1	
Plicapollis serta		0.6		
Praebasopollis praebasalis			1.1	
Pseudoplicapollis endoplicapollis			0.3	
Pseudovacuopollis involutus			1.5	
Triangulipollis turonicus		4.2	2.2	3.0
Trudopollis pertrudens		0.8		
Turonipollis christae	3.6	8.2	2.6	11.1
Turonipollis helmigil		1.4		0.7
Turonipollis sp. 13		1.1		
Vacuopollis graciconcavus				3.0
Vacuopollis microconcavus	9.6	7.0	12.3	9.0
Vacuopollis pyramis	39.9	1.4	4.8	
Vacuopollis semiconcavus			3.3	

Source : MNHN, Paris

lixosphaeridium deirense DAVEY, DOWNIE, SARJEANT & WILLIAMS, 1966 et *Achomosphaera neptuni* (EISENACK) DAVEY, DOWNIE, SARJEANT & WILLIAMS, 1966. Le palynofaciès (COMBAZ, 1964) de ces sables argileux est caractérisé par une matière organique amorphe abondante; on soulignera toutefois l'absence de cuticule. L'index thermique a pour valeur 3.0.

Les microflores des échantillons 2 et 3 (fig. 3) se ressemblent. Elles contiennent en particulier une dizaine d'espèces de spores (tabl. 1). Parmi les pollens de normapolles, les taxons les mieux représentés sont *Extratriporopollenites hemiperfectus* KRUTZSCH emend. SKARBY, 1968 et *Vacuopollis microconcavus* PACLTOVA & KRUTZSCH, 1968. Quant aux pollens tricolpés, qui atteignent près de 33% du total des pollens et spores dans la litière de feuilles (2), ils ne représentent plus que 10% dans l'échantillon 3. Les palynofaciès sont constitués principalement de cuticules et de palynomorphes. Les index thermiques, légèrement différents d'un échantillon à l'autre, avoisinent 2.0.

L'échantillon 4 se distingue par un pourcentage plus élevé de spores et une moindre diversité spécifique des pollens. Parmi ces derniers s'observent surtout *Extratriporopollenites hemiperfectus* KRUTZSCH emend. SKARBY, 1968, *Turonipollis christae* VAN AMERON, 1965, *Vacuopollis microconcavus* PACLTOVA & KRUTZSCH, 1968. Le palynofaciès est dominé par les débris ligneux, la matière organique amorphe et les palynomorphes. L'index thermique a pour valeur 2.3.

2. *Importance des groupes et affinités botaniques.*

Le groupe des normapolles est de loin le plus important (40.5 à 71.0%). Les pollens bisaccates sont peu développés (0.5 à 5.5%). Les pollens inaperturés voient leur pourcentage augmenter régulièrement à l'inverse des pollens tricolpés. On remarque une plus grande diversité spécifique des normapolles dans les échantillons 2 et 3 que dans l'échantillon 4. Toutefois, dans ce dernier, il peut se produire un effet de masque dû à la plus grande abondance des spores.

D'un point de vue botanique, sont représentés les familles et les ordres suivants : *Cyatheaceae, Lycopodiaceae, Matoniaceae, Gleicheniaceae, Schizeaceae,* Gingkoales, Cycadales, *Pinaceae, Cupressaceae – Taxodiaceae – Taxaceae,* « Amentiflores » (Fagales – Balanopsidales – Salicales – Myricales – Leitneriales – Batidales), *Salicaceae* (ou *Platanaceae*?), *Myricaceae, Oleaceae, Palmae* (?).

3. *Interprétations stratigraphiques.*

Le contenu sporo-pollinique et la diversité générique des normapolles permettent d'attribuer les échantillons étudiés à la zone à *Extratriporopollenites hemiperfectus* et *Vacuopollis microconcavus*, caractéristique du Turonien supérieur selon l'échelle proposée par J. MEDUS *et al.* (1980) dans cette même région. Toutefois, l'échantillon 1 s'individualise par un pourcentage élevé de *Vacuopollis pyramis* PFLUG, 1953, laissant supposer son appartenance à la partie inférieure de cette zone.

4. *Précisions concernant les milieux de dépôt.*

Les données palynologiques précisent les interprétations sédimentologiques et séquentielles. Les variations de l'index thermique et de la composition des palynofaciès semblent plus traduire les conditions particulières de transport et de dépôt que l'histoire diagénétique du sédiment, les points de prélèvement étant très proches les uns des autres (GAILLARD, 1982).

Les sables argileux 1, situés au mur de la lentille, correspondent à un sédiment déposé en milieu marin, en accord avec la présence, d'une part de tests chitineux de foraminifères et de dinoflagellés et d'autre part, de matière organique amorphe dont on admet généralement une origine algaire. La forte valeur de l'index thermique ainsi que l'absence de cuticule témoignent d'un transport important des particules probablement lié à l'éloignement de la côte. L'existence de traces de racines conduit cependant à admettre l'installation d'une végétation sur ces sédiments marins.

Dans les échantillons suivants 2 et 3, l'abondance des cuticules et le plus faible index thermique indiquent un dépôt sur place de la végétation confirmé par la disposition à plat des empreintes foliaires. Le dépôt s'est effectué dans une lagune marine abritée des courants et entourée d'une forêt de substrat sec comme le montrent les associations sporo-polliniques et les macrorestes végétaux.

Dans l'échantillon 4, l'abondance de la matière organique amorphe et la diminution de l'impor-

Source : MNHN, Paris

tance des cuticules soulignent l'extension de la lagune. Le pourcentage plus élevé des spores s'explique par le développement d'une aire marécageuse.

V. – ESSAI DE RECONSTITUTION PALÉOFLORISTIQUE ET PALÉOCLIMATIQUE

1. *Reconstitution paléofloristique.*

D'après l'étude sporo-pollinique et macrofloristique, *deux zones distinctes de végétation* peuvent être mises en évidence :

– un *marécage*, caractérisé par les familles suivantes : *Schizeaceae, Taxodiaceae, Taxaceae, Araliaceae, Salicaceae*;

– *une forêt de substrat sec* (*Palmae, Pinaceae* p.p., *Ulmaceae, Fagaceae, Moraceae, Oleaceae* et *Sterculiceae*) avec des lianes et des épiphytes (*Schizeaceae* et *Gleicheniaceae*). La présence de *Pinaceae* et de *Sequoia* peut traduire également l'existence d'une forêt de station plus élevée aux alentours.

2. *Reconstitution paléoclimatique.*

La distribution géographique actuelle des taxons identifiés est centrée sur l'Est asiatique (plus précisément Chine et Japon), l'Australie et sur le Sud-Est des États-Unis. Ceci nous conduit á proposer un climat assez chaud et humide de type méditerranéen chaud á subtropical.

CONCLUSIONS

Les caractères sédimentologiques et paléontologiques du gisement de Sabran précisent la paléogéographie du golfe rhodanien (SORNAY, 1950) au Turonien supérieur. La bordure occidentale de ce secteur est envahie par un vaste épandage détritique agencé en système deltaïque. Ce paléodelta oppose deux grands types de milieux de dépôt caractérisés par leurs nombreuses figures sédimentaires et leur contenu fossilifère :

– d'une part, des *chenaux fluviatiles distributaires* dont le remplissage sableux est ordonné en séquences de comblement;

– d'autre part, des *lagunes interdistributaires* á sédimentation argilo-ligniteuse. Elles correspondent à des ingressions marines.

Parmi *les macrorestes végétaux*, les dicotylédones sont nettement prépondérantes et se rapportent à une *dizaine de familles*. Les données palynologiques et macrofloristiques soulignent la présence d'un marécage bordant les lagunes et d'une forêt de substrat sec en second plan. Les espèces botaniques militent en faveur d'un climat assez chaud et humide.

REMERCIEMENTS

Nous tenons á remercier tout particuliérement M. THOMAS exploitant la carriére de Sabran, qui nous a toujours facilité l'accès aux affleurements. Nous remercions également MM. A. PRIEUR de l'Université Cl. Bernard et O. MACSOTAY du Ministère de l'Énergie et des Mines du Venezuela qui ont bien voulu identifier la macrofaune.

Source : MNHN, Paris

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALLEN G. P., LAURIER D. & THOUVENIN J. (1979). – Étude sédimentologique du delta de la Mahakam. *Notes Mém. Total-Comp. fr. Pétr.*, 15, 1-155.

COMBAZ A. (1964). – Les palynofaciès. *Rev. Micropal*, 7, 3, 205-218.

DEPAPE G. (1954). – Flores secondaires et tertiaires de la France. *C.R. 8e Cong. intern. Bot.*, Paris, sect. 5, 200-208.

DEPAPE G. (1959). – Les flores fossiles du Crétacé supérieur en France. Coll. Crétacé supérieur Dijon 1959. – Gauthier-Villars Édit., Paris, 61-94.

DUCREUX J. L. (1982). – Exemples de structures sédimentaires porteuses de gisements métallifères syngénétiques à partir de l'étude sédimentologique et géochimique de trois bassins sédimentaires : Crétacé supérieur du Gard, Paléogène de Manosque et bordure orientale de la Limagne. Thèse de 3e cycle, Université Claude Bernard, Lyon I (*en cours*).

DUMAS E. (1875). – Statistiques minéralogiques, métallurgiques et paléontologiques du département du Gard. – Lombard-Dumas Édit., Paris, 1-1129.

GAILLARD M. G. (1982). – Étude palynologique de gisements à lignite du Crétacé supérieur du département du Gard. Thèse de 3e cycle, Université Claude Bernard, Lyon I (*en cours*).

MARION A. F. (1890). – Sur la flore turonienne des Martigues (Bouches-du-Rhône). – *C.R. Acad. Sci., Paris*, 110, 21, 1052-1055.

MEDUS J., BOCH A., PARRON C., LAUVERJAT J. & TRIAT J. M. (1980). – Turonian normapolles from Portugal and Southern France, correlations. – *Rev. Paleobot. Palyn.*, 31, 105-153.

REINECK H. E. & SINGH I. B. (1980). – Depositional sedimentary environments. – Springer Verlag, Berlin, 1-549.

SAPORTA G. de (1890). – Revue des travaux de Paléontologie générale. – *Rev. Gén. Bot.*, Paris, 2, 176-192.

SARRAN d'ALLARD L. de (1887). – Description géologique des environs de Pont-Saint-Esprit. – *Mém. Soc. sci. litt. Alès*, 18, 151-225.

SORNAY J. (1950). – Étude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et les régions voisines. – *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, 27, 35-278.

TRIAT J. M. (1979). – Paléoaltérations dans le Crétacé supérieur de Provence rhodanienne. – Thèse Doc. État Fac. Sci. Tech. St-Jérome, Marseille, 1-315.

TRUC G. (1979). – Éléments de géologie vauclusienne *in* Ressources minérales de Vaucluse. – Chambre Comm. Indust. Avignon, Vaucluse Édit., 8-60.

VASSEUR G. (1890). – Découverte d'une flore turonienne dans les environs des Martigues (Bouches-du-Rhône). – *C.R. Acad. Sci., Paris*, 110, 21, 1086-1089.

Source : MNHN, Paris

BIOSTRATIGRAPHIE DU TURONIEN NORD-AQUITAIN (CHARENTES) SANS RUDISTES ET PASSAGE CÉNOMANO-TURONIEN

PAR

P. MOREAU *

Résumé :

Une échelle litho et biostratigraphique est proposée pour les couches sans Rudistes du Turonien inférieur et moyen précoce dans les Charentes. La succession des horizons d'Ammonites permet une comparaison et des corrélations avec la région de Saumur très proche du stratotype. Elle apporte une connaissance plus précise du passage Cénomanien-Turonien.

BIOSTRATIGRAPHY OF NORTHERN AQUITANIAN TURONIAN (CHARENTES) WITHOUT RUDISTS AND PASSAGE CENOMANIAN-TURONIAN

Abstract :

A litho and biostratigraphic scale is proposed for strata without Rudists of lower and earliest mid Turonian in Charentes. The succession of Ammonites horizons permits a comparison and correlations with the region of Saumur quite near the stratotype. It brings also a more precise knowledge of the Cenomanian-Turonian passage.

INTRODUCTION

L'étude traite du contenu paléontologique, micropaléontologique et de la répartiton des Ammonites dans les meilleures coupes régionales en Angoumois, Saintonge septentrionale et au voisinage de Rochefort (fig. 1). Le matériel ammonitique déterminé par M. Collignon rassemble une centaine d'échantillons recueillis au cours de levés cartographiques (6) et quelques pièces de collection. L'établissement des successions conduit à proposer des éléments pour une échelle biostratigraphique des couches comprise entre la plate-forme à Rudistes du Cénomanien supérieur et les calcaires à *Distefanella lumbricalis* angoumiens.

* Laboratoire de Géologie stratigraphique et structurale, 40, avenue du Recteur Pineau, 86022 Poitiers, Laboratoire associé au C.N.R.S. n° 157.

Source : MNHN, Paris

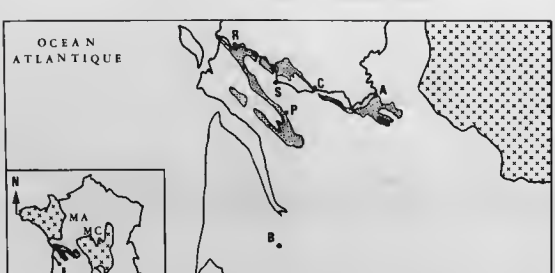


FIGURE 1 A et B - Situation géographique

Socle ; MA. Massif armoricain ; MC. Massif Central ; affleurements du Turonien nord-aquitain ; BA. Bassin aquitain

A. Angoulême ; B. Bordeaux ; C. Cognac ; P. Pons ; R. Rochefort ; S. Saintes

I. — COUPE SYNTHÉTIQUE AU VOISINAGE D'ANGOULÊME (fig. 2)

A) Carrière du Mas à la Couronne (niveau supérieur):

1. *Calcaires argileux à Calycoceras naviculare et Terebratella carentonensis : 2,50 m.*

La formation a livré : *Calycoceras naviculare* (Mant.), *Terebratella carantonensis* d'Orb., *Terebratula phaseolina* LmK., *Pseudodiadema variolare* Cott., *Pleurotomaria* sp., *Exogyra columba* (LmK.), *Rastellum carinatum* (LmK.), *Arca tailleburgensis* d'Orb., des Pectinidés, des terriers. Cette association marque la fin des environnements subrécifaux du Cénomanien.

B) Vallée de l'Échelle.

2. *Marnes à Exogyra columba gigas : 3 m.*

Marnes feuilletées avec 12 à 15 % de carbonate, admettant aux 2/3 de leur épaisseur un lit à grandes Exogyres qui forme un repère régional. On y rencontre :

— au-dessus du niveau repère, *Marssonella oxycona* Reuss, *Arenobulimina presslii* Reuss, *Praeglobotrunca paradubia* Sigal ;

— au niveau du lit à *Ex. columba gigas* (LmK.), *Mammites* sp. (fragments) et *Inoceramus* cf. *mytiloides* Mant.

— au-dessus, une riche microfaune avec *Pseudoclavulina clavata* (Cushmann), *M. oxycona* Reuss et *M. turris* (d'Orb.), *P.* cf. *paradubia* Sigal et *P. stephani* (Gandolfi), *Discorbis* sp., *Cibicides* sp., des Ostracodes.

Source : MNHN, Paris

3. *Calcaires en plaquettes à Mammites gr. nodosoides : 1,50 à 2,00 m.*

Les éléments recueillis sont *M.* gr. *nodosoides* (Schlotheim) trouvée en plusieurs points à la base et à la partie inférieure de la formation, *Neoptychites cephalotus* (Court.) et *M.* ex gr. *laevis* (Karr.) à la partie supérieure avec *Eutrephoceras sowerbyanus* (d'Orb.), *Pleurotomaria gallienni* d'Orb., des Hexacoralliaires, des terriers subhorizontaux et pour la microfaune : des *Pithonelles, Hedbergella* sp., *Praeglobotruncana* sp., *Globotruncana* cf. *renzi* (Gandolfi), *Textularia* sp., *Gavelinella* sp., *Spiroplectammina* sp.

4. *Calcaires à Jeanrogericeras combesi : 3-4 m.*

Ce sont des calcaires purs, micritiques, blancs, en bancs minces ou noduleux et gélifs à l'affleurement. La moitié inférieure est riche en Vascoceratidés : *Jeanrogericeras* [= *Fallotites*] *combesi* (d'Orb.) emend Sornay, *Spathites* (*J.*) [= *Mammites*] *reveliereanus* (Court.) (15), *S.* (*J.*) [= *Fallotites*] *robustus robustus* Wiedmann (15), *Paramammites saenzi* Wiedmann, *Mammites* ex. gr. *laevis* Karr., *Neoptychites cephalotus* Court. Avec les Ammonites sont présents : *Eutrephoceras sublaevigatus* (d'Orb.) *Inoceramus* sp., des Mytilidés, *Pleurotomaria gallienni* d'Orb., *Orthopsis millaris* Cott., *Micraster breviporus* Agas., des Hexacoralliaires, des terriers, des Pithonelles, *Hedbergella* sp. et *Textularia* sp. Parmi les Ammonites, « *combesi* » est l'espèce la plus fréquente, associée à *S.* (*J.*) *reveliereanus* à la Courone et à Angoulême où a été récolté aussi *Collignoniceras* (= *Selwynoceras*) *fleuriausianum* (d'Orb.). Pour ces deux localités, H. Arnaud (2) et H. Coquand (9) font encore mention de la présence de *A. Vielbancii* d'Orb. = *C.* (*S.*) *fleuriausianum* (14) et de deux autres *Collignoniceras, C.* (= *Ammonites*) *carolinum* (d'Orb.) (14) et *C.* (= *A.*) *papale* (d'Orb.) (14) et de celle enfin de *Lewesiceras* (= *A.*) *peramplum* (Mant.) (12) (= *A.*) *lewesiensis* Sow.

5. *Calcaires à Ostrea arnaudi : 10-15 m.*

Subcristallins à crayeux, en bancs épais ou massifs, plus tendres à la partie inférieure, ils se détachent en feuillets sous l'effet du gel à l'affleurement. La macrofaune y est pauvre : *Ostrea arnaudi* Coq. et *O. diluviana* Linné, *Arca* sp., *Cardium* sp., *Pleurotomaria* sp., *Periaster oblongus* d'Orb., *Cyphosoma engolismense* Arnaud, *Orthopsis millaris* Cott., *Micraster laxoporus* d'Orb.

II. — COUPE SYNTHÉTIQUE À SAINT-SAVINIEN ET TAILLEBOURG (fig. 2)

A) Butte du Penchant.

1. *Calcaire à C. Naniculare et T. Carantonensis : 3,60 m.*

— calcaire fin, Lumachellique à *Ex. columba* Lmk., Pectinidés, Textulariidés, Trochamminidés : 0,40 m ;

— calcaire détritique et faiblement glauconieux avec moules internes de Bivalves, tubes d'Annélides, microfaune benthique : 1,40 m ;

— calcaire argileux et micacé renfermant en plus des éléments déjà cités, *Rastellum carinatum* (LmK.), *Ditrupa* sp., *Hedbergella* sp. (formes naines) : 0,50 m ;

— calcaire fin avec quelques Ostreidés et pectinidés, *Arca tailleburgensis* d'Orb., *Terebratella carantonensis* d'Orb., *Calycoceras naviculare* (Mant.), minuscules Textulariidés et *Heterohelix* sp. : 1,10 m.

Dans la région voisine de Pons, j'ai recueilli au sommet du calcaire détritique *Pseudocalycoceras harpax mousteriense* Thomel.

Source : MNHN, Paris

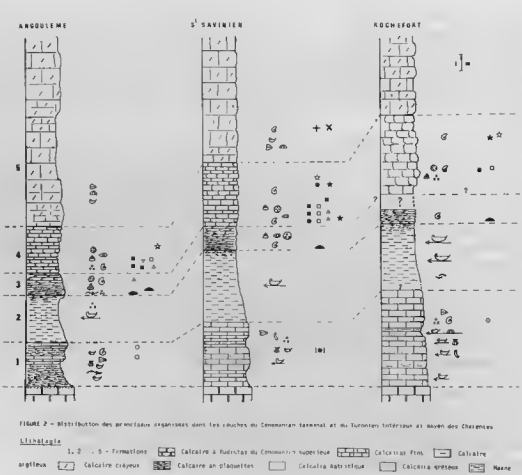


FIGURE 2 – Distribution des principaux organismes dans les couches du Cénomanien terminal et du Turonien inférieur au bayen des Charentes

2. *Marnes à Ex. columba gigas : 4,50 m.*

Le lit repaire se place un peu au-dessus de la moitié de la formation. Les marnes renferment un peu de quartz silteux, de la glauconie éparse, des nodules de marcassite partiellement oxydée et se chargent en carbonate au sommet.

3. *Calcaires à M. nodosoides : 1,50 m.*

C'est un faciès bioclastique, silteux, micacé et glauconieux, à ciment micritique, stratifié en plaquettes à subfeuilleté. *M.* gr. *nodosoides* (Schlotheim) y est accompagné par *Eutrephoceras* cf. *sowerbyanus* (d'Orb.), *Inoceramus* sp., *Pleurotomaria gallienni* d'Orb. et une microfaune de Textulariidés et d'Ataxophragmiidés riche en individus. Parmi les bioclastes, Lamellibranches, Echinides et Bryozoaires sont les groupes les mieux représentés.

Source : MNHN, Paris

4. *Calcaires à J. (Fall.) combesi : 4 m.*

Le quart inférieur a livré *Jeanrogericeras* (*Fall.*) *combesi* (d'Orb.) em. Sornay, *Collignoniceras woollgari* (Mant.), *Eutrephoceras sowerbyanus* (d'Orb.) et *E. sublaevigatus* (d'Orb.), *Pleurotomaria gallienni* (d'Orb.), *Inoceramus* sp., Hexacoralliaires, Textulariidés dont le genre *Vulvulina* sp.

Cette formation entaillée par l'ancienne voie ferrée aux Massons (Taillebourg) a fourni une plus riche association d'Ammonites : *J.* (*Fall.*) *combesi* (d'Orb.) emend. Sornay, *Spathites* (*J.*) *revelierеanus* (Court.), *Mammites* ex gr. *laevis* Karr., *Metasigaloceras* cf. *rusticum* Sow., *Collignoniceras woollgari* (Mant.) et *C.* (*S.*) *fleuriausianum* (d'Orb.). Malheureusement, l'état de la tranchée ne permet plus le lever de la coupe. Le même assemblage caractérise encore les affleurements voisins d'Annepont. Dans ces localités, les Collignonicératidés ont été recueillis dans la partie supérieure de la formation au-dessus des Vascoseratidés, et à Annepont en association avec *Romaniceras* (*R.*) cf. *deverianum* (d'Orb.) (13).

B) Gare de Taillebourg.

5. *Calcaire à Ostrea arnaudi : 10-12 m.*

Crayeux à subcristallins, stratifiés en bancs épais à moyens, ils forment la plus grande partie des affleurements de la gare de Taillebourg. Ils fournissent surtout des Bivalves et des Echnides : *O. arnaudi* Coq., *Arca tailleburgensis* d'Orb., *Trigonia scabra* LmK., *Periaster oblongus* d'Orb., *P. undulatus* d'Orb., *Orthopsis miliaris* Lmk. Les Céphalopodes sont rares. J'y ai recueilli un exemplaire de *Stantonoceras quadratum* de Gross (?) et *Eutrephoceras sublaevigatus* (d'Orb.) et dans les couches équivalentes de Bel Air deux fragments de *Placenticeras* sp. ?

Remarques.

• H. Arnaud a indiqué la présence de *Lewesiceras peramplum* (Mant.) (3) à la gare de Taillebourg dans ses niveaux E et EF équivalents des formations 4 et 5 et celle de *C.* (*S.*) *fleuriausianum* (d'Orb.) (5) et *Romaniceras* (*R.*) *deverianum* (d'Orb.) dans la formation 5 à Pons. Selon l'auteur cette dernière espèce monterait dans l'Angoumien moyen.

• J. P. Platel (16) a récolté *M.* gr. *nodosoides* (Schlotheim) à 4/5 m au-dessus du sommet des Marnes à *Ex. Columba gigas* (LmK.) à l'W. de Crazannes (feuille à 1/50.000 de Saint-Agnant) dans une région où le Turonien inférieur s'épaissit et enregistre d'importantes variations locales de puissance.

III. — COUPE SYNTHÉTIQUE AU VOISINAGE DE ROCHEFORT (fig. 2)

A) Falaise de Port-des-Barques.

I. *Le Cénomanien terminal atteint sa puissance maxima (6 m) avec :*

— une partie inférieure (3,40 m) formée de grés et calcaires détritiques à lumachelles d'Huîtres ; *Ex. columba* (LmK.), *Rastellum carinatum* (LmK.) associées à des Pectinidés, des Bryozoaires, des tubes d'Annélides (*Ditrupa* sp.), des Textulariidés et Rotalidés ;

— un horizon marneux (0,20 m) à Echinides et Brachiopodes, *Terebratula phaseolina* LmK. et *Terebratella carantonensis* d'Orb. ;

— une partie supérieure carbonatée avec encore quelque Huîtres, et *Arca tailleburgensis* d'Orb. ; *Calycoceras naviculare borgesi* (Mant.) y a été récolté. La microfaune réunit des Textulariidés, des Placopsilinidés, *Globotruncana* sp. et *Praeglobotruncana* sp.

Source : MNHN, Paris

2. *Marnes à Ex. columba gigas : 5 m.*

Du point de vue lithologique, elles sont faiblement sableuses (< 5 %), glauconieuses et micacées. *Ex. columba gigas* (LmK.) y présente deux lits principaux et des individus isolés dans la moitié supérieure du dépôt marquée aussi par des « miches » carbonatées. Macro et microfaune sont pauvres : *Hemiaster* aff. *gauthieri* Peron, Bryozoaires, débris d'Echinides et de Bivalves. Quelques Ostracodes ont été déterminés à la base : *Pterygocythereis* (*Pterygocythere*) *pulvinata* Damotte, *Cythereis praetexta* Damotte, *Cythereis* sp. (forme épineuse), *Cytherella* gr. *ovata*, *Krithe* sp., *Bairdia* sp. M. Cassoudebat et J. P. Platel (7) mentionnent enfin deux Foraminifères, *Spiroplectammina* sp. et *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg).

3. *Calcaires en plaquettes à M.* gr. *nodosoides.*

Seule la partie inférieure (0,60 m) a été observée. Elle a livré un fragment de *M.* gr. *nodosoides* (Schlotheim).

B) Affleurements de Martrou : 7-8 m.

4. Ce sont d'abord des calcaires crayo-graveleux, fins, à forte porosité et solides. Une importante faune d'Ammonites y a été trouvée au siècle dernier. J'ai recueilli à 1,50 m au-dessus de la base *Jeanrogericeras* (*Fall.*) *combesi* (d'Orb.) emend Sornay et *Spathites* (*J.*) *revelliereanus* (Court.) et au-dessus (2 m environ), dans la partie moyenne, *Collignoniceras woollgari* (Mant.), puis *C.* (*S.*) *fleuriausianum* (d'Orb.). Sont associés : *Eutrephoceras sublaevigatus* (d'Orb.), des Bivalves dont *Trigonia* sp., des Pleurotomaires, des Hexacoralliaires, des Bryozoaires et une microfaune restreinte de formes benthiques et pélagiques : Arénacés, Pithonelles, Hedbergelles, *Heterohelix* sp.

5. À leur partie supérieure, les calcaires deviennent plus massifs et plus durs, plus cristallisés et plus graveleux. La macrofaune y est rare.

RÉSULTATS BIOSTRATIGRAPHIQUES, DISCUSSION ET COMPARAISON AVEC LE SAUMUROIS

Le tableau des horizons d'Ammonites reproduit sur la figure 3 suggère plusieurs remarques importantes d'ordre biostratigraphique :

1. L'existence du Cénomanien terminal est attestée par la présence de *Pseudocalycoceras harpax moustieriense* et celle un peu au-dessus, dans les couches à *Terebratella carentonensis*, de *Calycoceras naviculare borgesi* (17). Rappelons que ces dernières, incluses primitivement par H. Coquand dans le Carentonien (8), en ont été séparées par lui (9) plus tard pour former la partie inférieure de son étage Ligérien, division adoptée ensuite par H. Arnaud (4) et de nombreux auteurs. De Grossouvre (10) proposa en revanche leur rattachement au Cénomanien, en raison notamment de la présence de *Neolobites* cf. *geslini*. Je n'ai pour ma part retrouvé aucun élément de la zone à *Metoicoceras geslinianum* de l'Ouest de la France.

2. L'horizon à *Mammites nodosoides* apparaît bien localisé à la partie inférieure et basale des calcaires en plaquettes. Il ne représente vraisemblablement que le sommet de la zone à *nodosoides* qui incluerait alors en partie ou totalité les Marnes à *Exogyra columba gigas*. D'ailleurs, la population d'Ostracodes rencontrée à la base de la formation à Port-des-Barques rassemble des formes décrites dans le Turonien plutôt inférieur de Touraine.

3. Les calcaires en plaquettes et les calcaires fins qui surmontent les Marnes à *Ex. columba gigas* constituent les « Bancs à Ammonites » ou Ligérien supérieur d'H. Arnaud (5) dans lesquels la position précise des espèces n'a pas été relevée par les anciens auteurs. Il convient donc d'abord d'en séparer à la base l'horizon à *M. nodosoides*. Au-dessus se place une association remarquable à Vascoceratidés

Source : MNHN, Paris

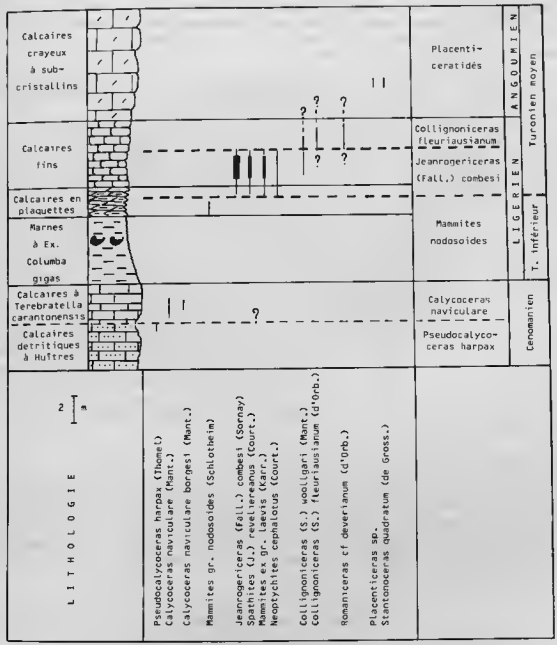


FIGURE 3

Répartition des Ammonites dans le Cénomanien terminal et le Turonien inférieur et moyen des Charentes

frequent commun present douteux

Source : MNHN, Paris

avec *Jeanrogericeras* (*Fall.*) *combesi, Spathites* (*J.*) *revelliereanus, Mammites* ex gr. *laevis* et *Neopsychites cephalotus*. Elle débute dans la partie supérieure des calcaires en plaquettes et se développe surtout dans la moitié inférieure des calcaires fins qui les recouvrent. L'espèce *combesi* est la plus fréquente (50-60 %) et sa densité semble plus forte encore dans la région d'Angoulême. *S.* (*J.*) *revelliereanus* et *M.* ex gr. *leavis* viennent ensuite avec 15 à 20 %. *N. cephalotus* est moins bien représenté (< 5 %).

Cette association se raréfie et semble disparaître dans la moitié supérieure des calcaires fins où l'on recontre alors *C. woollgari* et *C. fleuriausianum* associés parfois à *R.* cf. *deverianum*. Toutefois l'espèce *woollgari* débute plus bas, avec *J.* (*Fall.*) *combesi* (cf. figure 2, coupe II).

Ce schéma demande assurément d'autres récoltes bien repérées stratigraphiquement pour être conforté et complété. Dans sa forme actuelle, il suggère une extension verticale des *Collignoniceras* un peu supérieure à celle des Vascoceratidés. Il ne concorde donc pas exactement avec l'opinion des auteurs anglais, Kennedy *et al.* (11), qui n'envisagent pour les deux groupes qu'un seul lit dénommé « Saint-Cyr-en-Bourg Bed ». Il ne reproduit pas non plus le schéma proposé par F. Amedro et G. Badillet (1) dans le Tuffeau de Saumur et en particulier la très grande extension de l'assemblage-zone à *Selwynoceras, Romaniceras* et *Lewesiceras*. La formation des Calcaires à *Ostrea arnaudi* ne m'a fourni que de rares éléments du groupe des Placenticeratidés. Mais la question reste ouverte et difficile à trancher dans le domaine charentais où ne sont exprimées, semble-t-il, que des parties de zones. Il convient aussi de se rappeler les mentions de H. Arnaud sur la présence précisément de *C.* (*S.*) *fleuriausianum, Romaniceras* (*R.*) *deverianum* et *Lewesiceras peramplum* dans l'Angoumien inférieur à moyen.

En conclusion, le Turonien inférieur et moyen des Charentes possède un contenu ammonitique qualitativement très proche de celui décrit par F. Amedro et G. Badillet (1) dans le Saumurois, à la limite de la région stratotypique. Des différences notables existent par contre dans la distribution quantitative des espèces et des genres. En Charente, les Vascoceratidés sont beaucoup plus abondants que les Collignoniceratidés et l'espèce *Jeanrogericeras* (*Fall.*) *combesi* domine très largement. Avec elle, *Spathites* (*J.*) *revelliereanus* et *Mammites* ex gr. *laevis* sont bien représentés. Par contre le genre *Lewesiceras* prépondérant dans l'assemblage-zone à (*J.*) *revelliereanum* de Saumur est occasionnel dans notre région et n'a pas été retrouvé. Au plan paléogéographique, l'association charentaise dénote une indéniable influence mésogéenne.

REMERCIEMENTS.

Des déterminations de faune et de microfaune ont été effectuées par M. Collignon † (Ammonites), J. Sornay (Nautiles), D. Gaspard (Brachiopodes), A. Devriès et J. Rey (Echinides), P. Andreieff et M. Neumann (Foraminifères) et R. Damotte (Ostracodes) auxquels j'adresse ma plus vive gratitude.

Pour la dénomination des Ammonites du Turonien moyen, j'ai utilisé les synonymies publiées par W. J. Kennedy, C. W. Wright et J. M. Hancok (12, 13, 14 et 15) dans les révisions qu'ils ont consacrées à ces faunes en 1980 et 1981.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

(1) AMÉDRO, F., BADILLET G. (1978). — Répartition des ammonites dans quelques coupes du Turonien des environs de Saumur (Maine & Loire). *C. R. Acad. Sc.*, t. 286 (D), p. 323-326.

(2) ARNAUD, H. (1876). — Profils géologiques des chemins de fer d'Orléans. *Act. Soc. Linn. Bordeaux*, t. XXXI (4), t. I, p. 251-286.

(3) ARNAUD, H. (1876). — Profils géologiques des chemins de fer des Charentes. *Act. Soc. Linn. Bordeaux*, t. XXXI (4), t. I, p. 168-201.

(4) ARNAUD, H. (1877). — Mémoire sur le terrain crétacé du Sud-Ouest de la France. *Mém. Soc. géol. France*, (2), t. X, 106 p.

(5) ARNAUD, H. (1887). — Résumé général des observations sur la craie du S.-O. *Bull. Soc. géol. France*, (3), t. XV, p. 884-911.

Source : MNHN, Paris

(6) BOURGUEIL, B., MOREAU, P. — Carte géologique de France, 1/50.000 : Saintes (1968), Angoulême (1970) et Rochefort (1972).

(7) CASSOUDEBAT, M., PLATEL, J. P. (1973). — Le Turonien de la bordure septentrionale du Bassin aquitain. Étude sédimentologique et paléogéographique. Thèse 3e cycle, Bordeaux, 2 tomes, 226 p., 83 pl. cartes et tableaux.

(8) COQUAND, H. (1958). — Description physique, géologique, paléontologique du département de la Charente. T. 2e, Bordeaux, 420 p.

(9) COQUAND, H. (1875). — Comparaison des divisions adoptées par M. Hebert pour la craie du midi de la France avec celles adoptées par M. Coquand. *Bull. Soc. géol. France*, (3), t. III, p. 265-270.

(10) DE GROSSOUVRE A. (1901). — Recherches sur la craie supérieure — 1re partie. Stratigraphie générale. *Mém. Serv. Carte géol. France*, 559 p. + VII.

(11) HANCOCK, J. M., KENNEDY, W. J., WRIGHT, C. W. (1977). — Towards a correlation of the Turonian sequences of Japan with those of nord-west Europe. *Spec. Pap. paleont. Soc. Japan*, (21), p. 151-168.

(12) KENNEDY, W. J., WRIGHT, C. W. (1981). — Desmoceratacean ammonites from the type Turonian. *Palaeontology*, vol. 24, part 3, p. 493-506, pl. 74-76.

(13) KENNEDY, W. J., WRIGHT, C. W., HANCOCK, J. M. (1980). — The european species of the cretaceous ammonite *Romaniceras* with a revision of the genus. *Palaeontology*, vol. 23, part. 2, p. 325-362, pl. 39-50.

(14) KENNEDY, W. J., WRIGHT, C. W., HANCOCK, J. M. (1980). — Collignoniceratid ammonites from the mid-Turonian of England and Northern France. *Paleontology*, vol. 23, part 3, p. 557-603, pl. 62-77.

(15) KENNEDY, W. J., WRIGHT, C. W., HANCOCK, J. M. (1980). — Origin, évolution and systematics of cretaceous ammonite *Spathites*. *Paleontology*, vol. 23, part. 4, p. 821-837, pl. 104-106.

(16) PLATEL, J. P. (1977). — Carte géologique de France, 1/50.000 : Saint-Agnant.

(17) THOMEL, G. (1972). — Sur la position précise de *Calycoceras naviculare* (Mantell) à la limite des étages Cénomanien et Turonien. *C. R. Acad. Sci.*, t. 275 (D), p. 2107-2109.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

LES FORMATIONS À RUDISTES DU TURONIEN MOYEN ET SUPÉRIEUR DE LA PLATE-FORME NORD-AQUITAINE

PAR

Jean-Pierre PLATEL *

Résumé :

Une des périodes les plus favorables à la prolifération des Rudistes sur la plate-forme nord-aquitaine (Charentes et Périgord) fut le Turonien moyen et supérieur (Angoumien). Une vingtaine d'espèces de ces organismes a contribué à l'édification de formations carbonatées récifales d'affinité mésogéenne, dont les rapports avec les multiples faciès qui les entourent ont été étudiés du point de vue sédimentologique et paléogéographique.

THE RUDISTIDS FORMATIONS OF THE MIDDLE AND UPPER TURONIAN ON THE NORTHERN AQUITANIAN MARGIN

Abstract :

One of the most favourable periods for the expansion of the Rudistids on the northern margin of the Aquitanian basin (Charentes and Périgord areas) was during the Middle and Upper Turonian (Angoumian). About twenty species of these organisms have contributed to build calcareous mesogean reefs, which relations with the many surrounding facies were studied by sedimentologic and paleogeographic analysis.

Sur la bordure septentionale du Bassin d'Aquitaine, le Turonien moyen et supérieur (Angoumien) est, de toutes les périodes crétacées, une des plus intéressantes à cause de la grande diversité de ses faciès et surtout par l'existence de multiples espèces de Rudistes, dont la prolifération a contribué à l'élaboration de grandes formations récifales.

Ses principales plate-formes carbonatées à Rudistes seront présentées dans cette note en les replaçant dans le contexte sédimentaire local et en rapport avec leurs faciés de bordure.

CADRE GÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL

S'étendant de la vallée du Lot jusqu'à Rochefort, les terrains turoniens affleurent sur une bande orientée SE-NW, d'environ 250 km de long sur 30 km de large, comprise dans les régions du Périgord Noir, du Périgord Blanc, de l'Angoumois et de la Saintonge. Ils réapparaissent plus au Sud à la faveur

* Service géologique régional Aquitaine ; B.R.G.M., 33600 Pessac.

Source : MNHN, Paris

d'anticlinaux de direction armoricaine : Jonzac, Mareuil, La Tour-Blanche, Périgueux, Saint-Cyprien, Sauveterre. Ce canevas structural, mis en place dès le Cénomanien, a fortement influencé la répartition des faciès durant le Turonien moyen et supérieur.

CADRE STRATIGRAPHIQUE ET SÉDIMENTOLOGIQUE

L'étude sédimentologique et paléogéographique du Turonien nord-aquitain (M. CASSOUDEBAT, J. P. PLATEL, 1973, 1976) a eu pour support stratigraphique les subdivisions en Turonien inférieur (Ligérien) : zone à *Mammites nodosoides* et *Inoceramus labiatus*, Turonien moyen (Angoumien inférieur) : zone à *Selwynoceras woolgari* et Turonien supérieur (Angoumien supérieur) : zone à *Romaniceras deveriai* (G. ALCAYDE, 1980).

1. *Évolution verticale.*

Cette approche dynamique, faisant appel à l'analyse séquentielle des faciès sur 20 coupes synthétiques, a montré qu'en fait ceux-ci s'organisaient en *deux grandes séquences régressives* séparées par une discontinuité majeure assez nette à l'échelle de la plate-forme.

La première, puissante de 20 à 60 m, débute à la base du Turonien inférieur par des faciès de mer ouverte à Céphalopodes (unités TA 1/TA 2) et se poursuit jusqu'à la fin du Turonien moyen par des faciès de plate-forme interne peuplée de Rudistes (unités TA 3/TA 4). La seconde (10 à 50 m) correspondrait à une partie du Turonien supérieur (TB 1/TB 2) présentant des environnements encore plus internes : calcaires fins à Rudistes, calcaires gréseux, sables littoraux et marnes à tendance confinée.

2. *Répartition horizontale des faciès.*

L'analyse sédimentologique, qui a regroupé les faciès en quatre grands domaines, ayant déjà fait l'objet de publications (M. CASSOUDEBAT et J. P. PLATEL, 1973, 1976 ; J. P. PLATEL, 1974), seuls seront rappelés ici les caractères généraux des ensembles sédimentaires :

a) *le domaine de la plate-forme externe*, à faune pélagique, était une zone à faible énergie dans l'étage circalittoral, où se déposaient des sédiments crayeux fins et aux conditions défavorables aux Rudistes ;

b) *le domaine à haute énergie*, caractérisé par des édifices de calcarénites à stratifications obliques, correspondait à une « barrière » modérant l'action de la houle dans le domaine interne ;

c) *le domaine de la plate-forme interne* était représenté par une vasière carbonatée à Rudistes, établie dans l'étage infralittoral inférieur et dont l'évolution fera l'objet de cette note ;

d) *le domaine littoral* était surtout le siège de la sédimentation terrigène où les Rudistes vivaient rarement (fig. 1).

LES GRANDES FORMATIONS À RUDISTES ET LEURS RAPPORTS AVEC LES FACIÈS DE BORDURE

Après un Turonien inférieur sans Rudiste, quatre principales formations récifales se superposent :

1. *Les calcaires crayo-graveleux du Turonien moyen basal (unité TA 3).*

À cette époque, correspondant aux « phases de préparation des substrats et d'installation », se sont sédimentés quelques mètres de calcaires, graveleux en Charentes à subcrayeux en Périgord ; leur faune d'Echinodermes, Lamellibranches, Gastéropodes, Bryozoaires est abondante mais les Rudistes y sont rares. La principale espèce est *Sphaerulites patera* Arn.

Source : MNHN, Paris

2. Les calcaires crayeux à B. lumbricalis du Turonien moyen (unité TA 4).

Cette formation remarquable s'étend de Châteauneuf jusqu'à Périgueux, soit 100 km de long sur 25 de large ; dans cette première plate-forme angoumienne, les *Biradiolites lumbricalis* (d'Orb.) envahissent les fonds (« phase de prolifération ») et leurs tests brisés constituent l'essentiel de la roche déposée en bancs massifs sur une épaisseur variant de 7 à 14 m. Bien que *B. lumbricalis* soit l'organisme presque exclusif de ce dépôt et disparaisse brutalement à son sommet, les principaux Rudistes associés sont : *Praeradiolites ponsi* (D'Arch.) abondants, *Durania cornupastoris* (Des Moul.), *Radiolites beaumonti* (Bayle), *R. socialis* d'Orb. et *Hippurites requieni* Math. en petits biostromes. L'homogénéité de ces calcaires atteste de la grande stabilité des conditions de sédimentation (fig. 2).

Les *faciès de bordure* de cette formation de la « Pierre d'Angoulême », dépôt de moyenne énergie, ont été bien identifiés :

— vers la mer ouverte existent d'importantes calcarénites à stratifications obliques de la zone « barrière » à haute énergie ; adossés à ce motif en façade interne se sont constitués les plus grands biostromes à *B. lumbricalis* dans le pays de Châteauneuf principalement ;

— vers le littoral, la formation à Rudistes passe très rapidement (en 500 m) à une calcarénite sans Rudistes, également à strates obliques, porosité souvent importante et recristallisation typiques d'un « beach-rock ». La répartition de ces dépôts entre Périgueux, Nontron et Angoulême (J. P. PLATEL *et al.*, 1979) a mis en évidence leur orientation NE-SW, en relation probable avec des paléoreliefs du bâti jurassique ;

— en Périgord Noir se poursuivait la sédimentation de type TA 3 avec *Agria salignacensis* (Bayle).

3. Les calcaires micritiques du Turonien supérieur (unités TB 1/TB 2).

Après une discontinuité majeure dans la sédimentation, correspondant parfois à une petite discordance sur des anticlinaux (Mareuil), se superposent quelques mètres de calcaires graveleux à chenaux débutant la nouvelle séquence régressive. Ils constituent le substrat de la deuxième plate-forme angoumienne, grande vasière carbonatée dont l'emprise géographique est légèrement plus étendue que celle de l'Angoumien inférieur. Sur une trentaine de mètres se sont sédimentés des calcaires micritiques entrecoupés de niveaux peu épais de calcarénite fine. Dans ces milieux de dépôts de faible énergie, au côté des Actéonelles, Nérinées, Chaetétidés, Ostracodes, Miliolés et Rotalidés s'est constituée une nouvelle association de Rudistes : *D. cornupastoris, Vaccinites petrocoriensis* (Douv.), *V. praepetrocoriensis* Touc., *H. requieni, Radiolites praesauvagesi* Touc., *R. trigeri* (Coq.), *R. peroni* (Choff.), *R. radiosus* d'Orb., *S. patera, Biradiolites angulosus* d'Orb., *B. quadratus* (d'Orb.), auxquels se joint *P. ponsi* qui disparaît presque totalement dans l'unité TB 2. Les biostromes polyspécifiques sont très fréquents.

Les *faciès de bordure* de cette formation sont :

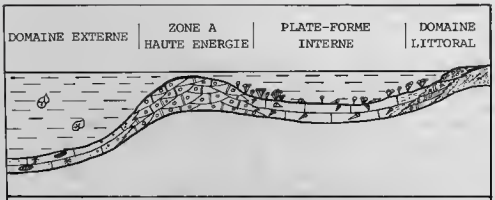
— vers la mer ouverte des calcarénites de haute énergie semblables à celles du Turonien moyen avec de grands biostromes côté interne ;

— vers le littoral sud-périgourdin, un vaste épandage détritique à très rares Rudistes, qui se prolonge dans les faciès précédents jusque vers La Tour-Blanche. Cependant près de Saint-Cyprien, les dépôts étant moins gréseux, les Rudistes abondent ; plusieurs niveaux de marnes ligniteuses témoignent de terres émergées à l'Ouest de la Vézère qui séparaient ce domaine oriental de la vasière carbonatée, car aucun élément détritique grossier n'existe dans celle-ci ; seuls des calcaires marneux à *V. petrocoriensis* et *H. requieni* se sont sédimentés à Périgueux vers la fin de cette période. Il y a peu d'information sur les faciès littoraux du Nord par suite de l'érosion, mais il faut signaler à Beaussac une zone de slumping liée à une flexure et associée à des *beach-rock* grossiers et à de très beaux biostromes à *Durania cornupastoris* et *Radiolites* sp.

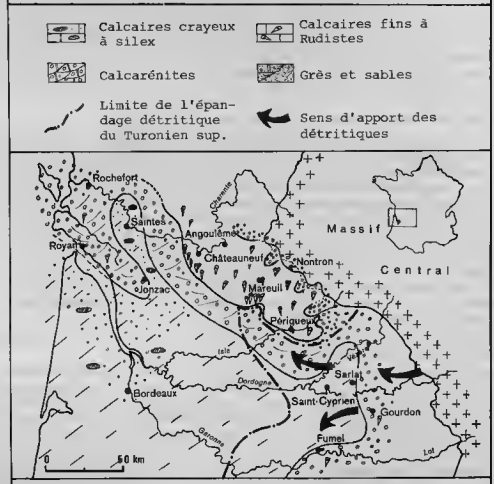
4. Les marnes confinées du Turonien supérieur (fin de l'unité TB 2).

La dernière formation du Turonien, mieux conservée en Périgord par suite de l'érosion éo-coniacienne moins forte, est peu épaisse (2 à 7 m). Elle correspond à la « phase d'extinction » de la commu-

Source : MNHN, Paris



REPARTITION DES MILIEUX DE DEPOTS DURANT LE TURONIEN MOYEN ET SUPERIEUR NORD-AQUITAIN Fig. 1



PALEOGEOGRAPHIE DU NORD DE L'AQUITAINE DURANT LE TURONIEN MOYEN Fig. 2

Source : MNHN, Paris

nauté à Rudistes et de désertion de la plate-forme. Le milieu est assez peu favorable aux Rudistes : marnes silteuses et pyriteuses où une ultime association de petites espèces, de forme souvent étalée, a pu subsister : *Praeradiolites praesinuatus* Touc., *P. praecoquandi* Touc., *P. praerequieni* Touc., *P. praetoucasi* Touc., *P. pailleti* (d'Orb.), *S. patera*, *R. trigeri*, *Vaccinites rousseli* (Douv.), *V.* aff. *beaussetensis*. En Périgord Noir, un dernier biostrome d'*H. requieni* var. *subpolygonia* associé à de rares *R. praesauvagesi* et *D. cornupastoris* couronne le Turonien.

CONCLUSIONS

L'organisation et la dynamique des formations carbonatées à Rudistes du Turonien nord-aquitain ont été conditionnées par l'influence contradictoire de la mer ouverte, de cordons littoraux et d'épandages détritiques, toutes mouvantes dans le temps. Leurs faciès diversifiés sont le reflet des phases de colonisation puis de désertion d'une plate-forme interne, abritée, peu profonde, par des communautés de Rudistes qui s'adaptèrent aux variations du milieu de la vie en modifiant par trois fois leur association spécifique.

À la différence des dépôts synchrones d'autres régions mésogéennes, où les formations construites à Rudistes séparent un milieu interne d'un milieu marin ouvert, cas des Pyrénées audoises (M. BILOTTE, 1974), l'organisation des sédiments angoumiens nord-aquitains correspond plutôt à celle des complexes du type eurécifal mis en évidence par J. PHILIP (1974) en Provence. Toutefois, son originalité réside dans la séparation très nette de la plate-forme infralittorale à Rudistes d'avec le domaine marin ouvert circalittoral par des faciès à haute énergie, très développés et en relation avec les motifs structuraux positifs.

Par ailleurs, l'évolution générale des faciès crayeux aux faciès détritiques rapproche nettement le Turonien de cette région de celui du stratotype de Touraine (G. ALCAYDE, 1980), car bien qu'appartenant à deux provinces climatiques différentes, les grands traits de leur évolution sédimentaire ont été influencés par les rejeux du Massif Central qui les séparent.

* Je tiens ici à remercier vivement J. PHILIP qui a aimablement déterminé les *Vaccinites* et les *Praeradiolites* que j'ai recueillis lors de mes travaux de thèse et de cartographie.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALCAYDÉ G. (1980). — Turonien *in* Les étages français et leurs stratotypes. *Mém. B.R.G.M. Fr.*, n° 109, p. 139-144.

ARNAUD H. (1877). — Mémoire sur le terrain crétacé du Sud-Ouest de la France. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, (2), 10, 106 p.

BILOTTE M. (1974). — Exemple d'environnement périrécifal dans le Crétacé supérieur des Corbières : le récif-barrière du Turonien de Rennes les Bains. *C. R. du 96e Cong. Nat. Soc. Sav.*, p. 239-244.

CASSOUDEBAT M. et PLATEL J. P. (1976). — Sédimentologie et paléogéographie du Turonien de la bordure septentionale du Bassin Aquitain. *Bull. B.R.G.M. Fr.*, (2), section I, n° 2, p. 85-102 (résumé de la thèse de 3e cycle, Bordeaux III, 1973).

GROSSOUVRE A. DE (1901). — Recherches sur la craie supérieure. *Mém. S.C.G.F.*

PHILIP J. (1974). — Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien : stratigraphie et paléogéographie. — *Bull. B.R.G.M. Fr.*, (2), section I, n° 3, p. 107-151 (résumé de la thèse d'État, Marseille, 1970).

PLATEL J. P. (1974). — Un modèle d'organisation des biotopes à Rudistes : l'Angoumien de l'Aquitaine septentrionale. *Bull. Soc. Linn. Bordeaux*, t. 4, n° 1, p. 3-13.

PLATEL J. P. *et al.* (1979). — Cartes géologiques de la France à 1/50 000 Périgueux-Est, Thiviers et Nontron (terrains crétacés).

Source : MNHN, Paris

Toucas A. (1904). — Études sur la classification et l'évolution des Hippuritidés. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, Paléont., n° 30, t. 11 et 12.

Toucas A. (1907-1910). — Études sur la classification et l'évolution des Radiolitidés. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, Paléont., n° 36, t. 14-16-17.

Source : MNHN, Paris

APPROCHE BIOSTRATIGRAPHIQUE DU TURONIEN SOUS-PYRÉNÉEN

PAR

M. BILOTTE *

Résumé :

Dans les séries de plate-forme des Pyrénées, le Turonien peut être subdivisé en 3 zones, grâce aux Ammonites. Corrélativement, les limites de l'étage, la répartition des faunes et l'intérêt d'une zonation complémentaire par les Rudistes sont abordés.

A BIOSTRATIGRAPHIC APPROACH OF THE SUB-PYRENEAN TURONIAN

Abstract :

In the Pyrenean platform series, the Turonian may be divided into 3 zones by means of Ammonites. Correlatively, the limits of the stage, the distribution of fossils and the interest of a complementary zonation using Rudists are dealt with.

I. — INTRODUCTION

En zone sous-pyrénéenne s. l le Turonien de la couverture méridionale du Massif de Mouthoumet, pris comme exemple de référence, est représenté par les séries suivantes :

— Zone sous-pyrénéenne s. st. :

• carbonates et terrigènes grossiers de plate-forme ; les faunes et flores marines variées s'y composent d'Ammonites, Rudistes, Lamellibranches, Gastéropodes, Brachiopodes, Echinodermes, Algues et rares Foraminifères benthiques (M. BILOTTE, F. CALANDRA, M. COLLIGNON, 1971) ;

• carbonates et terrigènes fins de plate-forme externe (synclinal de Saint-Louis) ; comme les faciès qui s'y succèdent, les associations fauniques ont un cachet, tantôt de plate-forme (Rudistes), tantôt de bassin (Ammonites, Brachiopodes, Echinodermes, Foraminifères planctoniques) (M. BILOTTE, et F. CALANDRA, 1981).

— Zone des écailles sous-pyrénéennes (M. BILOTTE, 1975) :

• terrigènes fins de bassin à microfaune planctonique. Fortement tectonisées, ces séries se prêtent mal à des études micropaléontologiques de détail.

C'est l'analyse biostratigraphique des dépôts de plate-forme qui fait l'objet de cet article.

* Laboratoire de Géologie U.P.S., 31062 Toulouse Cedex.

Source : MNHN, Paris

II. — BIOSTRATIGRAPHIE

— La limite Cénomanien-Turonien.

La limite Cénomanien-Turonien se marque par des caractères à la fois sédimentologiques et paléontologiques.

• Sédimentologiques :

Une coupure relativement nette existe entre les derniers dépôts du Cénomanien et les premières couches attribuables au Turonien. Ce fait est particulièrement clair quand, sur les calcaires à Caprinidés, véritable horizon de condensation, se superposent des grès grossiers de la base du Turonien. Cette limite est plus subtile à saisir quand ce sont les calcaires à Dasycladales qui débutent la série turonienne.

• Paléontologiques :

Paléontologiquement la limite entre les 2 étages est extrêmement tranchée. Les faunes de Rudistes Caprinidés, très abondants dans le Cénomanien, disparaissent presque totalement. Les *Durania*, Radiolitidés issus des *Sauvagesia* du Cénomanien supérieur, sont toujours très rares dans les premiers niveaux d'un Turonien d'où les autres pachyodontes sont absents.

— Le Turonien. Tableau I.

• Les zones d'Ammonites :

Une zonation locale d'Ammonites, sur laquelle la distribution des autres faunes du Turonien sera fixée, a pu être mise en évidence. Elle se compose des trois zones suivantes :

Zone 1 à *Mammites* sp., *Lewisiceras* sp. À ces 2 formes s'ajoutent : *Pachydesmoceras linderi* (De Gross), *Leoniceras luciae* Perv., *Leoniceras segne* Solger.

Zone 2 à *Pseudaspidoceras conciliatum* Stol., avec *Jeanrogericeras revelliereanum* (Court,), *Pachydesmoceras linderi*, *Puzosia* sp. De cette zone semblent provenir les exemplaires décrits par E. Basse (1939) dont *Neoptychites cephalotus* Court., *Fagesia thevestensis* Peron, *Leoniceras pavillieri* Perv.

Zone 3 à *Romaniceras deveriai* (d'Orb,) avec *Collopoceras requienianum* (d'Orb.).

Ces 3 zones sont sensiblement corrélables aux 3 zones d'Ammonites du Turonien type. Elles seront tenues pour représentatives du Turonien inférieur, moyen et supérieur.

• Les zones de Rudistes. Tableau I.

Les Rudistes sont encore exceptionnels dans le Turonien inférieur où ne se rencontrent que de rares Radiolitidés *Durania* sp. aff. *cornupastoris* (Astre, 1954). Les Hippuritidés prolifèrent, par la suite, dans plusieurs ensembles distincts. Le premier est totalement inclus dans la zone à *Pseudaspidoceras conciliatum* ; le second relève, probablement, de la zone à *Romaniceras deveriai*. L'étude d'un nombre important de gîtes fossilifères n'a pas permis de montrer un changement radical des formes, entre ces 2 niveaux, comme aurait pu le laisser supposer la zonation de Toucas (1907). Les deux niveaux sont, en conséquence, inclus dans une zone à *Hippurites* (*H.*) *requieni*, espèce très ubiquiste.

Au-dessus, un 3e niveau construit renferme un contingent de Rudistes à faune fondamentalement turonienne, telle *Durania cornupastoris* (de Moul.) et d'autres tenues pour coniaciennes, telle *Pseudovaccinites giganteus* (H. F.).

Toucas (1903-1907) associait, de façon arbitraire, ce niveau et le calcaire à *Peroniceras*, sus-jacent, donnant à l'ensemble un âge Coniacien.

Sénesse (1956), conscient de l'erreur commise par Toucas, dissocie les 2 ensembles, mais rattache toujours le niveau à Rudistes au Coniacien inférieur et le calcaire à *Peroniceras* au Coniacien « moyen ».

En l'absence d'élément déterminant de datation, ce niveau sera inclus dans une zone de passage Turonien-Coniacien (fig. 1). La construction à *Pseudovaccinites giganteus* pourrait encore relever du

Source : MNHN, Paris

LITHOLOGIE	PALEONTOLOGIE	TOUCAS 1903-1907	SENESSE 1956	BILOTTE 1981
		C O N I A C I E N		S U P.
	Calcaire à *Peroniceras*	CONIACIEN	CONIACIEN MOYEN	CONIACIEN INFERIEUR
	Calcaire à *Po. giganteus* *D. cornupastoris*		CONIACIEN INFERIEUR	Zone de passage
	Calcaire à *H. requieni* *V. grossouvrei*, *P. petrocoriensis*, etc...	TURONIEN SUPERIEUR	TURONIEN SUPERIEUR	TURONIEN SUPERIEUR

FIG. 1. — Les différentes interprétations de la limite Turonien-Coniacien dans les Corbières méridionales.

Turonien supérieur ; sédimentologiquement, elle se rattache, indiscutablement, à l'évolution des séries sous-jacentes de cet âge.

• Les zones de Foraminifères. Tableau I.

Les foraminifères benthiques, rares, ne sont pas caractéristiques et aucune zonation n'a pu être établie.

La répartition des foraminifères pélagiques a été abordée dans les domaines de transition entre plate-forme et bassin (M. BILOTTE et F. CALANDRA, 1981).

— La limite Turonien-Coniacien :

Elle est fixée à la base du calcaire à *Peroniceras*.

— Répartition des organismes dans le Turonien des Pyrénées :

La répartition des principales faunes et flores du Turonien des Pyrénées est proposée (tableau II) en fonction des différentes zonations qui viennent d'être établies.

III. — CONCLUSION

Une subdivision ternaire fondée sur des Ammonites, dont certaines sont connues dans la région du stratotype, peut être envisagée pour le Turonien sous-pyrénéen.

En milieu de plate-forme, seuls les Rudistes sont susceptibles de soutenir cette zonation, au moins pour les parties moyenne et supérieure de l'étage, ainsi que dans la zone de passage au Coniacien. Les autres faunes, microfaunes et microflores peu caractéristiques, rares ou mal connues n'ont pas encore permis de fournir une zonation d'appoint.

Source : MNHN, Paris

ECHELLE DE REFERENCE		BIOZONATIONS LOCALES			
ZONES D'AMMONITES		ZONES LOCALES D'AMMONITES	BIOZONES DE FORAMINIFERES BENTHIQUES	BIOZONES DE FORAMINIFERES PLANCTONIQUES	ZONES DE RUDISTES
ZONE DE PASSAGE	?	?	*Peneroplis* sp.		*Pseudovaccinites giganteus*
TURONIEN SUPERIEUR	*ROMANICERAS DEVERIAI*	*ROMANICERAS DEVERIAI*		*MARGINOTRUNCANA* sp.	*HIPPURITES (H.) requieni*
TURONIEN MOYEN	*SELWYNOCERAS WOOLGARI* *JEANROGERICERAS REVELERIANUM* *NEOFTYCHITES CEPHALOTUS*	*PSEUDASPIDOCERAS CONCILIATUM*		*PRAEGLOBOTRUNCANA* *HELVETICA*	
TURONIEN INF.	*LEWESICERAS PERAMPLUM* *MAMMITES NODOSOIDES*	*LEWESICERAS* sp. *MAMMITES* sp.		*WITHEINELLA ARCHAEOCRETACEA*	*DURANIA* sp. gr. *CORNUPASTORIS*

TABLEAU I. — Biozonation du Turonien sous-pyrénéen.

Source : MNHN, Paris

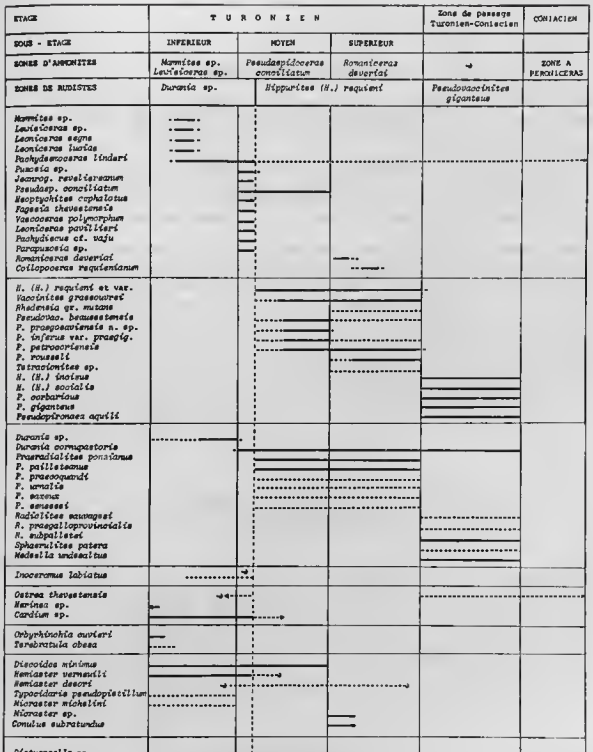


TABLEAU II. — Répartition des organismes dans le Turonien sous-pyrénéen de plate-forme.

Source : MNHN, Paris

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ASTRE G. (1954). — Radiolitidés nord-pyrénéens. *Mém. Soc. Géol. France*, XXXIII, 71, 1-140.

BASSE E. (1939). — Sur quelques mollusques crétacés des Corbières méridionales. *Bull. Soc. Géol. France*, 5, IX, 23-33.

BILOTTE M. (1975). — Les séries crétacées et la structure du front nord-pyrénéen entre le Pic de Bugarach et la Montagne de Tauch (Pyrénées Orientales). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 280, 555-558.

BILOTTE M., et CALANDRA F. (1981). — Biostratigraphie du Turonien dans le synclinal de Saint-Louis (Zone sous-pyrénéenne orientale). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 5, 1, 48-52.

SENESSE P. (1956). — Les trois faciès du Coniacien de Corbières méridionales. *Bull. Soc. Linnéenne Lyon*, 6, 161-168.

TOUCAS Ar. (1903). — Classification et évolution des Hippurites. *Mém. Soc. Géol. France*, XI, XII, 30.

TOUCAS Ar. (1907). — Classification et évolution des Radiolitidés. *Mém. Soc. Géol. France*, XIV, XVI, XVII, 36.

Source : MNHN, Paris

LE TURONIEN BASCO-CANTABRIQUE ET SES FAUNES CARACTÉRISTIQUES

PAR

M. A. LAMOLDA *

Résumé :

Les terrains d'âge turonien sont bien représentés dans le Bassin Basco-Cantabrique. Dans la partie centrale du sillon Navarro-Cantabre ils peuvent atteindre une épaisseur de plus de 1 000 m. Les sédiments sont principalement de nature calcaréo-pélitique. Ils représentent les faciès les plus profonds du Bassin, en particulier pendant le Turonien inférieur. On peut distinguer une zone de plate-forme et de talus continental, et une zone plus éloignée de la ligne de rivage avec des séries condensées, principalement micritiques, intercalées avec des matériaux volcaniques sous-marins. Du point de vue des associations faunistiques, c'est une zone de grand intérêt aussi bien micropaléontologique (foraminifères, ostracodes...), que macropaléontologique (ammonites, inocérames, échinides). Ceci permet l'établissement de biozones comparatives entre la Mésogée et la Province Boréale. La grande épaisseur, la continuité de la sédimentation dans la plupart des cas, permettent de suivre les phénomènes évolutifs des invertébrés marins dans les meilleures conditions.

THE BASCO-CANTABRIAN TURONIAN AND ITS DIAGNOSTIC FAUNAS

Abstract :

Turonian sediments are well represented in the Basco-Cantabrian Basin. In the central part of the Navarro-Cantabrian trouth they reach a thickness of more than 1 000 m. Sediments are mainly calcareopelitic. The facies are the deepest of the Basco-Cantabrian Basin, especially in the Early Turonian. We could distinguish a shelf area, slope area and a basinal area with micritic condensed series interbedded with volcanic submarine rocks. Faunistically, this region has a great interest micropaleontologically (foraminifera, ostracodes...) as well as macropaleontologically (ammonites, inoceramids, echinids). This allows correlation of biozonations between the Tethyan and the Boreal realms. The great thickness and the continuity of the sedimentation in most cases, permit the observation of the evolutionary trends of marine invertebrates.

INTRODUCTION

Le Bassin Basco-Cantabrique, situé dans le N. de l'Espagne, est limité à l'O. et à l'E. par respectivement le Massif Asturien et les Pyrénées Basques. Au S., il est limité par les bassins tertiaires de l'Ebre et du Douro. Les sédiments sont principalement d'âge crétacé (fig. 1).

* Departamento de Paleontologia, Facultad de Ciencias, Apartado 644, Bilbao, Espagne.

Source : MNHN, Paris

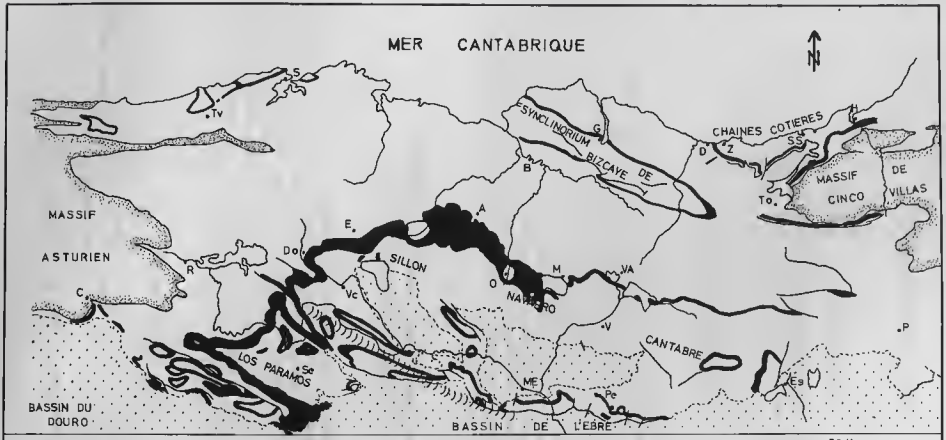


Figure 1: Distribution des terrains d'âge Turonien dans le Bassin Basco-Cantabrique

)))))))) Dorsale de l'Ebre

A Arceniega	E Espinosa de los Monteros	O Orduña	SS San Sebastian	VA Villarreal
B Bilbao	G Guernica	P Pamplona	Se Sedano	Vc Villarcayo
C Cervera	H Hendaye	Pe Peñacerrada	To Tolosa	Z Zumaya
D Deba	M Munguía	R Reinosa	Tv Torrelavega	
Do Dosante	ME Miranda de Ebro	S Santander	V Vitoria	
Es Estella				

M.A. LAMOLDA, 1981

Source : MNHN, Paris

Le Turonien est mieux représenté dans la partie méridionale, Sillon Navarro-Cantabrique et les Paramos. Dans la partie septentrionale il apparaît seulement en étroites franges dans la zone côtière de Santander, le synclinorium de Vizcaya et les chaînes côtières de la Guipuzcoa. Dans le Sillon Navarro-Cantabre, l'épaisseur atteint plus de 1 000 m (Arceniega et Ayala, province d'Alava). Plus au S., ou plus au N., les épaisseurs sont moindres : moins de 100 m au S.O. et à peu près 50 m au N.E. (provinces de Vizcaya et de Guipuzcoa).

Les premiers travaux sur le Crétacé supérieur Basco-Cantabrique datent du siècle dernier. On trouvera un historique de ces travaux ainsi que ceux de la première moitié de ce siècle dans les publications de CIRY (1940) et de RIOS (1956).

D'autres travaux plus récents et détaillés sur le Crétacé supérieur, et en particulier le Turonien de ce bassin, sont ceux de COLOM (1952), RAT (1959), RAABE (1965-66), FEUILLÉE (1967), RAMIREZ DEL POZO (1971), LAMOLDA (1977-79), WIEDMANN & KAUFFMAN (1978), COLIN, LAMOLDA & RODRIGUEZ-LAZARO (1982)...

BIOSTRATIGRAPHIE

Nous avons utilisé des données concernant les foraminifères, les ostracodes, les ammonites, les inocérames et les échinides. Les données macropaléontologiques sont principalement tirées de la bibliographie. La distribution stratigraphique de ces groupes est présentée dans les figures 2 et 3.

La corrélation entre les différentes biozonations par ammonites, inocérames et foraminifères planctoniques de la Province Boréale, de la Téthys et du Bassin Basco-Cantabrique est exposée sur le tableau 1. Les échelles macro- et micropaléontologiques ne sont pas parfaitement corrélables ; il y a donc des interprétations différentes pour les limites.

A. — LE PASSAGE CÉNOMANIEN-TURONIEN.

La macrofaune établit ce passage entre les zones à *M. geslinianum* (= z. à *A. plenus* = z. à *S. gracile*) et à *M. nodosoides* (= z. à *I. labiatus*) (JUIGNET, KENNEDY & WRIGHT, 1973).

Dans le N. de l'Espagne, cette limite est établie entre les zones à *M. geslinianum* et à *V. gamai* pour les ammonites, et dans la zone à *M. submytiloides* pour les inocérames (WIEDMANN & KAUFFMAN, 1978). En ce qui concerne la position de la zone à *M. submitiloides*, il y a diverses opinions dont celle de TROGER (1981) qui considère que la base de la dite zone correspond avec la limite Cénomanien-Turonien.

La biozonation avec les foraminifères planctoniques date le passage Cénomanien-Turonien avec l'extinction des espèces de *Rotalipora*. D'autres opinions mettent celui-ci au-dessus de l'extinction de *Rotalipora cushmani*. Ce problème rentre dans le cadre plus général de l'extinction d'une espèce, de sa distribution temporo-spatiale, ou bien il est en relation avec la présence de lacunes dans le registre fossile.

Dans le Bassin Basco-Cantabrique, l'extinction de *Rotalipora cushmani* est corrélable avec la partie sommitale de la zone à *M. geslinianum*, en accord avec d'autres travaux dans le N. de l'Espagne (WIEDMANN & KAUFFMANN, 1978). Mais il y a à peu près 35-40 m de calcaires et marnes dans les parties centrales du Sillon Navarro-Cantabre entre la disparition de *R. cushmani* et les premières *Mytiloides labiatus*, et environ 60-65 m pour la présence connue de *Mammites nodosoides* (LAMOLDA, 1978). La position plus récente de *M. nodosoides* et *M. labiatus* dans le N. de l'Espagne par rapport à la Province Boréale a été déjà mentionnée (WIEDMANN, 1959-75). En outre, les représentants du genre *Whiteinella* viennent immédiatement au-dessus de l'extinction de *Rotalipora cushmani* (LAMOLDA, 1977), tandis que dans le S.E. de la France (PORTHAULT, 1974-78) et en général en Europe occidentale (ROBASZYNSKI & CARON, coor., 1979), il y a coexistence de *R. cushmani* avec plusieurs espèces de *Whiteinella*. Le problème reste posé et je pense que le groupe de « grosses globigérines » ainsi que les espèces de *Dicarinella* auraient un intérêt certain pour la délimitation par les foraminifères planctoniques du passage Cénomanien-Turonien.

Source : MNHN, Paris

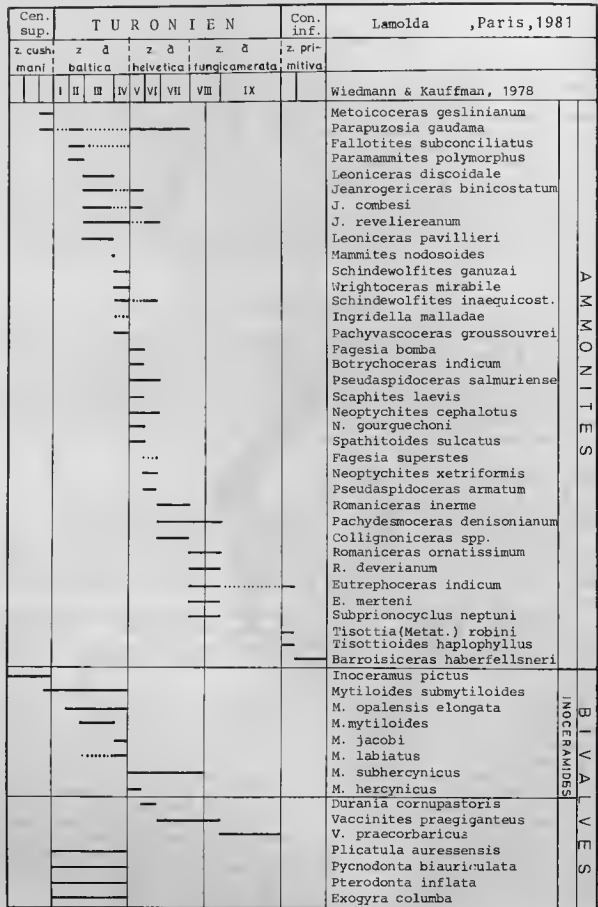


Figure 2: Distribution stratigraphique des mollusques dans le Turonien du Bassin Basco-Cantabrique.

LAMOLDA, 81

Source : MNHN, Paris

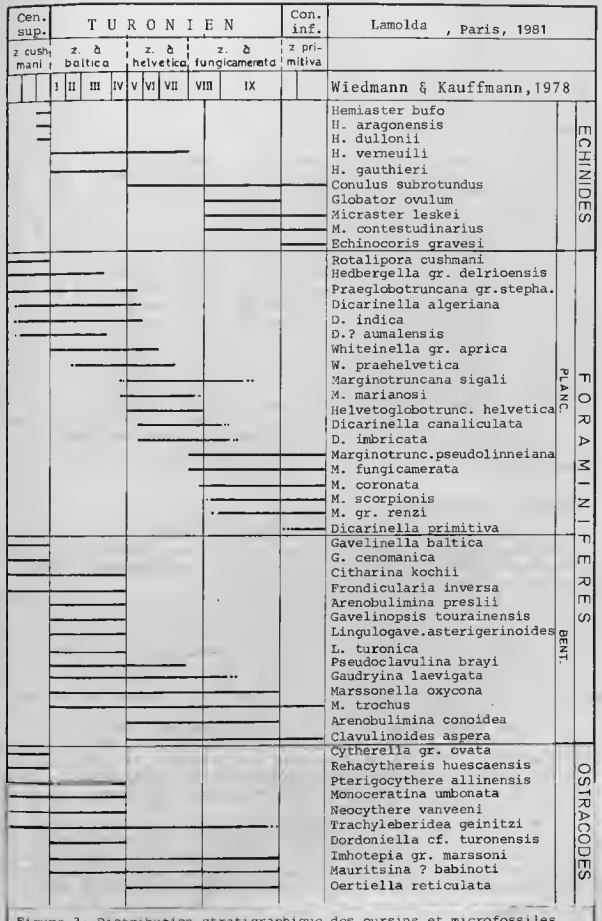


Figure 3: Distribution stratigraphique des oursins et microfossiles dans le Turonien du Bassin Basco-Cantabrique. LAMOLDA, 81

Source : MNHN, Paris

B. — TURONIEN INFÉRIEUR-MOYEN.

Il contient les zones d'ammonites à *M. nodosoides* et *C. woollgari*, et les zones d'inocérames à *M.* gr. *labiatus, I. Lamarcki* et *I. costellatus*. Dans le N. de l'Espagne, on reconnaît jusqu'à quatre zones d'ammonites pour le Turonien inférieur et trois (et partie d'une autre) pour le Turonien moyen, ainsi que huit zones d'inocérames pour l'ensemble (WIEDMANN & KAUFFMAN, 1978). La zone à *V. gamai*, TuI d'après WIEDMANN & KAUFFMANN, est incluse dans le Cénomanien supérieur du Portugal (BERTHOU & LAUVERJAT, 1974). Cette dernière opinion pose le problème du passage Cénomanien-Turonien dans la Mésogée par rapport à la Province Boréale (KENNEDY & HANCOCK, 1977).

Dans la Méditerranée occidentale, il y a deux zones à foraminifères planctoniques dans le Turonien inférieur : la première, à « grosses globigérines », connue sous plusieurs noms, est délimitée par l'extinction de *R. cushmani* et l'apparition des premières *Helvetoglobotruncana helvetica*, la deuxième est la « taxon-range-zone » de *H. helvetica*. La position de la base de cette zone est en discussion. Quelques auteurs (ROBASZYNKI & CARON, coor., 1979) la considèrent dans la zone à *M. nodosoides*. Dans le Bassin Basco-Cantabrique, je ne l'ai pas trouvée dans les niveaux à *M. nodosoides* et *M. labiatus* (LAMOLDA, 1978). Associée à ces deux espèces, on trouve *Whiteinella praehelvetica*. Par contre, WIEDMANN & KAUFFMANN dans le N. de l'Espagne mettent en parallèle les zones à *H. helvetica* et la zone TuIII à *L. discoidale* et *M. mytiloides*. Ces résultats sont en accord avec ceux de ROBASZYNSKI & CARON, mais actuellement je n'ai pas pu prouver ces résultats pour le Bassin Basco-Cantabrique.

En général, la zone à *H. helvetica* est du type « taxon-range-zone », mais je préfère le type « interval'zone » et par conséquent la limite supérieure est donnée par le début de *Marginotruncana* gr. *pseudolinneiana* dans le Bassin Basco-Cantabrique.

C. — TURONIEN MOYEN-SUPÉRIEUR.

Par rapport à la zonation des ammonites, l'extinction de *H. helvetica* est datée sous la zone à *R. deverianum* pour l'Europe occidentale (ROBASZYNSKI & CARON, coor., 1979) et le début de *M.* gr. *pseudolinneiana* se trouve à la partie basale du Turonien moyen. Mes résultats sont en accord avec la dite succession, mais ne le sont pas avec la datation des événements.

D'abord, je trouve *H. helvetica* jusque dans la partie supérieure de la zone à *deverianum* (TuVIII, d'après WIEDMANN & KAUFFMANN) et le début de *M.* gr. *pseudolinneiana* se trouve à peu près à la limite entre les zones TuVII et TuVIII de WIEDMANN. Par conséquent, le début de *M. pseudolinneiana* est dans le Turonien moyen partie supérieure et l'extinction de *H. helvetica* dans le passage Turonien moyen-Turonien supérieur. Cela fait une grande différence surtout pour le début de *M.* gr. *pseudolinneiana*. Cette différence est encore plus grande par rapport à la position de la zone à *R. deverianum* dans l'échelle européenne, WIEDMANN & KAUFFMANN mettant la partie basale de cette zone dans des niveaux plus anciens, dans le N. de l'Espagne.

Il y a, bien sûr, un décalage entre les échelles des ammonites européennes et celles du N. de l'Espagne à résoudre. Si nous considérons la zonation par inocérames dans le N. de l'Espagne et celle de l'Europe (TRÖGER, 1981), nous pouvons constater aussi un décalage ; par exemple, la zone à *M. hercinicus* est d'âge Turonien moyen ou de la partie sommitale du Turonien inférieur. La deuxième possibilité réduit les différences observées dans les distributions de *M. pseudolinneiana* et *H. helvetica* dans le Bassin Basco-Cantabrique et l'Europe.

La limite supérieure de la zone à *M. fungicamerata* est donnée par le début de *Dicarinella* gr. *concavata*. Je trouve avec *Barroisicerus haberfellneri* des exemplaires de l'espèce *Dicarinella primitiva*, ce qui est en accord avec le reste de l'Europe. La zone à *M. fungicamerata* dans le Bassin Basco-Cantabrique débute donc dans le Turonien moyen partie supérieure et monte jusqu'au Coniacian basal ; elle est corrélée à peu près avec la zone à *M. schneegansi* (sensu ROBASZYNSKI & CARON, 1979).

Source : MNHN, Paris

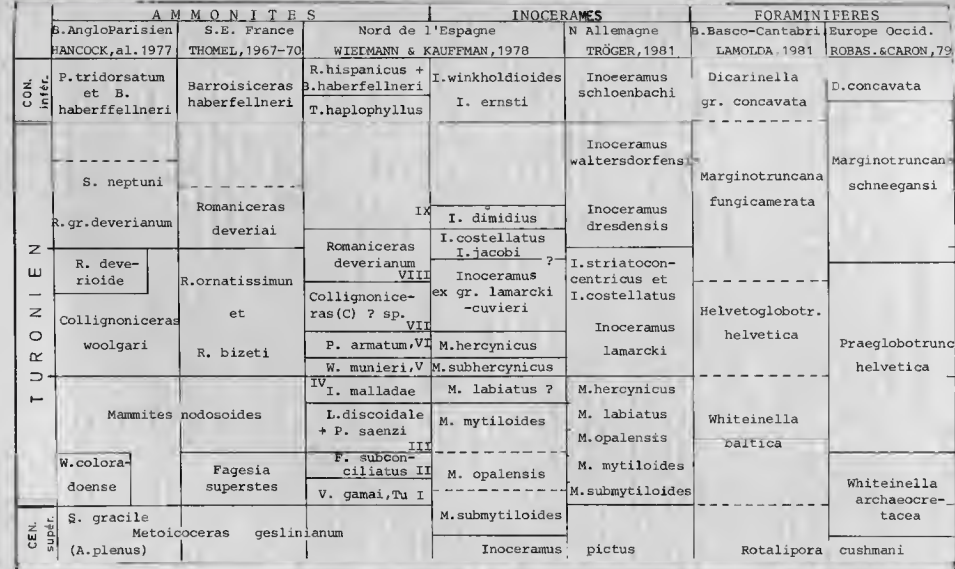


Tableau I : Biozonations des ammonites, inocérames et foraminifères planctoniques du nord de l'Espagne et de l'Europe. M.A. LAMOLDA, 1981

Source : MNHN, Paris

D. — La limite Turonien-Coniacien.

Le début de la zone à *B. haberfellneri* représente la limite entre ces deux étages ou bien le début de la zone à *M. ernsti*. Ces zones sont semblables à celles proposées pour le N. de l'Espagne (Wiedmann & Kauffmann, 1978). Il faut noter seulement que ces derniers auteurs mettent à la base du Coniacien la zone à *Tissotioides haplophyllus*. La biozonation avec les foraminifères planctoniques date cette limite, à peu près avec le début de *Dicarinella* gr. *concavata*.

PALÉOBIOGÉOGRAPHIE

Pendant le Turonien inférieur eut lieu le maximum de la transgression turonienne sur l'Espagne et le Portugal. Il s'est établi une communication ouverte entre la Meseta et le Bassin Basco-Cantabrique, et entre la Meseta et le Portugal (Wiedmann, 1962). Il y a donc eu subsidence du fond de la mer et migration vers le S. et le S.O. de la ligne de rivage, un décalage vers le S.O. de la zone plus subsidente et une homogénéisation parmi les aires de sédimentation et les associations faunistiques (Feuillée, 1967).

Il y avait une zone de plate-forme continentale dans les parties S.O. et méridionales du bassin (Floquet, 1978). Les faciès typiques, pendant le Turonien inférieur, sont des marnes claires avec des ammonites, *Fallotites subconciliatus* (Choffat), *Leoniceras discoidale* (Pervinquière), *Jeanrogericeras revelieriaŋum* (Courtiller), *Wrightoceras mirabile* (Pervinquière), *Pachyvascoceras groussouvrei* (Choffat), des marnes glauconitiques avec des échinides, *Hemiaster verneuili, H. gauthieri*, vers le Massif Asturien, et des calcaires marneux très riches en *Pithonella* et autres calcisphaerulidés dans la Sierra de Cantabria. Dans les provinces de Vizcaya et de Guipuzcoa se développent des marnes et calcaires flyschoïdes riches en foraminifères planctoniques, *Dicarinella* gr. *hagni, Whiteinella aprica, W. baltica* typiques de conditions de bassin. Dans le Bassin Navarro-Cantabre, les faciès sont calcaréo-pélitiques avec des ammonites : *Jeanrogericeras* cf. *binicostatum, Schindewolfites ganuzai, Neoptychites sulcatus, Mammites nodosoides*, des inocéramides : *Mytiloides submytiloides, M. opalensis, M. labiatus, M. jacobi*, et des foraminifères planctoniques : *Whiteinella aprica, W. paradubia, W. praehelvetica, Dicarinella* gr. *hagni*. Les associations de foraminifères et d'ostracodes dans les zones les plus périphériques indiquent des conditions de plate-forme interne (Colin, Lamolda & Rodriguez-Lazaro, 1982). Ceci indique la proximité de la côte liée au Massif Asturien et au Massif de l'Ebre. Les faciès marno-gréseux avec bivalves : *Plicatula auressensis, Pycnodonta blauriculata, Pterodonta inflata, Exogyra columba*, de la région des Paramos confirment cette interprétation. La présence d'un seuil entre les parties orientale et méridionale du bassin expliquerait les différentes associations d'ammonites avec influences boréales d'un côté, téthysienne de l'autre (Wiedmann, 1962).

Pendant le Turonien moyen il y a continuation du régime marin, mais débute une nouvelle régression qui se poursuit jusque dans le Turonien supérieur. Les faciès deviennent un peu plus calcaires et/ou détritiques avec des faunes relativement appauvries.

Dans les zones de bassin il y a une uniformisation, avec un développement de faciès calcaréo-pélitiques riches en ammonites et foraminifères planctoniques à Estella : *Peudaspidoceras salmuriense* (Courtiller), *Romaniceras inerme* (Grossouvre), *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Marginotruncana sigali* (Reichel), *Dicarinella imbricata* (Mornod), etc., mais seulement des foraminifères planctoniques dans les autres parties du Sillon Navarro-Cantabre. Dans le bassin du flysch (provinces de Vizcaya et Guipuzcoa), nous trouvons des faciès de zones éloignées de la côte avec des calcaires micritiques à globotruncanidés et radiolaires ou des faciès flysch avec des faunes similaires dans la fraction pélitique.

Pendant le Turonien supérieur, la régression développe plusieurs zones avec des associations faunistiques nouvelles. Par exemple dans la région du S.O., débutent des faciès calcaires avec rudistes : *Vaccinites praecorbaricus* qui montent jusqu'à la base du Coniacien (Wiedmann, 1959). La limite Turonien-Coniacien n'est pas ici sous faciès favorable pour la présence d'ammonites. Vers l'E., dans le

Source : MNHN, Paris

Valle de Mena, les faciès deviennent d'abord calcarèo-pélitiques, très riches en foraminifères planctoniques : *Marginotruncana pseudolinneiana, M. coronata, M.* gr. *renzi*, etc., et calcisphaerulidés. Dans le bassin d'Estella, on observe des marnes calcaires avec *Romaniceras deverianum, R. ornatissimum*, riches en foraminifères planctoniques comme à Valle de Mena.

Entre les deux dernières zones, le développement des faciès riches en échinides, par exemple : *Hemiaster verneuilli, Micraster leskei, Conulus subrotundus*, etc., indique une zone de plate-forme, moins profonde, dans la région de La Barranca et de Llanada Alavesa (Seuil d'Alava).

L'étude des Ostracodes (COLIN, LAMOLDA & RODRIGUEZ-LAZARO, 1982) a permis de caractériser des dépôts de plate-forme et de partie supérieure du talus, orientés dans les sens O.-E. dans la région de Valle de Mena, avec des associations ressemblant à celles du S.E. de la France. La limite S.-S.O. de la répartition des foraminifères planctoniques démarque à peu près la position de l'ancienne dorsale de l'Èbre, active pendant le Cénomanien et le Turonien inférieur (FEUILLÉE, 1967).

Par conséquent, ce sont les données de la macrofaune (ammonites, inocérames, échinides) qui permettent de différencier une zone N.E. avec des affinités boréales et une zone S.O. avec des affinités téthysiennes. Par contre, la microfaune montre des affinités presque tout à fait téthysiennes avec le grand développement des globotruncanidés et les types d'associations d'ostracodes, d'où l'importance de cette zone en raison de ses caractères paléobiogéographiques et biostratigraphiques intermédiaires entre la Téthys et la Province Boréale. Localement, il y a un développement de faciès particuliers associés à des phénomènes paléogéographiques : les faciès à huîtres du Turonien inférieur au N. de la Province de Burgos, associés à la Dorsale de l'Èbre, les faciès à échinides de la Barranca et Llanada Alavesa pendant le Turonien moyen-supérieur associés au Seuil de Alava, les faciès à rudistes de la partie S.O. du bassin associés à la régression du Turonien supérieur, plus évidente dans cette région.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier le Dr. J. P. COLIN (EPR-E, Bègles) de l'aide apportée pour la traduction du texte et M^me^ BERNEDO et M^lle^ C. FAUGÈRE pour la frappe définitive.

RÈFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BERTHOU, P. Y. & LAUVERJAT, J., 1974. — La limite Cénomanien-Turonien dans la série à Vascocératidés de l'embouchure du Rio Mondego (Beira Littoral, Portugal). — *C. R. Acad. Sci. Paris*, 228 : 1463-1466.

CIRY R., 1940. — Étude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, Léon et Santander. — Thèse, Toulouse : 1-519.

COLIN, J. P., LAMOLDA, M. A. & RODRIGUEZ-LAZARO, J. M. (1982). — Los ostrácodos del Cenomaniense superior y Turoniense de la Cuenca Vasco-Cantábrica. — *Rev. españ. Micropaleonto.*, 14.

COLOM, G., 1952. — Los carateres micropaleontológicos de algunas formaciones del Secundario de España. — *Bol. geol. min. España*, 64 : 275-344.

FEUILLÉE, P., 1967. — Le Cénomanien des Pyrénées Basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique. — *Mém. Soc. géol. France*, n° 108 : 1-343.

FLOQUET, M., 1978. — La sédimentation de plate-forme au Crétacé supérieur dans la Vieille Castille (Espagne) : évolution verticale, variation horizontale, implications paléogéographiques. — *Bull. Soc. géol. France*, 7, 20 : 779-783.

JUIGNET, P., KENNEDY, W, J, & WRIGHT, C. W., 1973. — La limite Cénomanien-Turonien dans la région du Mans (Sarthe) : stratigraphie et paléontologie. — *Ann. Paléont. invert.*, 59 : 207-242.

KENNEDY, W.J. & HANCOCK, J. M., 1977. — Toward a correlation of the Cenomanian sequences of Japan with those of north-west Europe. — *Spec. Pap. paleont. Soc. Japan*, 21 : 127-141.

LAMOLDA, M. A., 1977. — Biozonas de foraminíferos planctónicos en el Turoniense Vasco-Cantábrico (Norte de España). — *Rev. españ. Micropaleont.*, 9 : 221-234.

Source : MNHN, Paris

LAMOLDA, M. A., 1978. — Le passage Cénomanien-Turonien dans la coupe de Menoyo (Ayala, Alava). — *Cah. Micropaléont.*, 4 : 21-27.

LAMOLDA, M. A., 1979. — Itinéraire géologique à travers le Crétacé moyen des Chaînes vascogotiques et celtibériques (Espagne du Nord). Appendice A : Le crétacé moyen de Menoyo (Ayala, Alava). — *Cuad. Geol. Ibérica*, 5 : 215-220.

PORTHAULT, B., 1974. — Le Crétacé supérieur de la « fosse vocontienne » et des régions limitrophes (France Sud-Est). Micropaléontologie, stratigraphie, paléogéographie. — Thèse Sci. Lyon : 1-342.

PORTHAULT, B., 1978. — Foraminifères caractéristiques du Cénomanien à faciès pélagiques dans le Sud-Est de la France (in coll. Cénomanien). — *Geol. médit.*, 5 : 183-194.

RAABE, H., 1965. — Die irregularen Echiniden aus den Cenomanan und Turon der Baskischen Depression (Nordspanien) in ihrer stratigraphischen Stellung. — *N. Jb. Geol. paleont. Abh.*, 121 (2) ; 95-110.

RAABE, H., 1966. — Die irregularen Echiniden aus den Cenomanan und Turon der Baskischen Depression (Nordspanien). — *N. Jb. Geol. paleont. Abh.*, 127 : 82-116.

RAMIREZ DEL POZO, J., 1971. — Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España. — *Mem. Inst. geol. min. España*, 78 : 1-357.

RAT, P., 1959. — Les pays Crétacés Basco-Cantabriques. — *Publ. Univ. Dijon*, 18 : 1-525.

ROBASZYNSKI, F., CARON, M. coor. *et al.*, 1979. — Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer Boréale et Téthys). — *Cah. Micropaléont.*, (1) : 1-182 ; (2) : 1-181.

TRÖGER, K. A., 1981. — Zu Probleme der Biostratigraphie der Inoceramen und der Untergliederung des Cenomans und Turons in Mittel-und Osteuropa. — *Newls. Stratigr.*, 9 : 139-156.

WIEDMANN, J., 1960. — Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. — *C. R. 84e Congr. Soc. sav.* (Dijon) : 709-764.

WIEDMANN, J., 1962. — Contribution à la paléogéographie du Crétacé vascogotique et celtibérique septentrional (Espagne). — Livr. jubil. Prof. P. Fallot, 1 : 351-366.

WIEDMANN, J., 1975. — Subdivisiones y precisiones bioestratigráficas en el Cretácico superior de las Cadenas celtibéricas. — *Actas I Symp. Cretácico Cordillera Ibérica* : 137-153.

WIEDMANN, J. & KAUFFMAN, E. G., 1978. — Mid-Cretaceous biostratigraphy of Northern Spain. — Contr. Mid.-Cretaceous Events, *Ann. Mus. Hist. nat. Nice.*

Source : MNHN, Paris

SÉDIMENTATION ET ENVIRONNEMENT AU TURONIEN EN VIEILLE CASTILLE (ESPAGNE) : UN MODÈLE D'ÉVOLUTION EN DOMAINE DE PLATE-FORME

PAR

Angela ALONSO * et Marc FLOQUET **

Résumé :

Des analyses lithobiostratigraphiques et sédimentologiques du Turonien de Vieille Castille permettent de reconstituer une vaste plate-forme nord-castillanne. Elle est composée de milieux ouverts au NNE où elle communique avec le bassin navarro-cantabre et de milieux de plus en plus proximaux puis continentaux vers le SSW. La différenciation entre les milieux est peu sensible au Cénomanien supérieur-Turonien inférieur : cette tendance à l'uniformisation peut s'expliquer par un important mouvement eustatique. La différenciation est nette au Turonien moyen-supérieur : elle serait en partie contrôlée par des jeux tectoniques.

SEDIMENTATION AND ENVIRONMENTS DURING THE TURONIAN IN OLD-CASTILLA (SPAIN) : A MODEL OF PLATFORM EVOLUTION

Abstract :

Biostratigraphic, lithologic and sedimentological analysis of the Turonian of Old Castilla make possible to reconstitute a wide north-castillan platform. That latter one is composed of environments which are open towards NNE and communicate with the navarrocantabrian basin, and also of more and more proximal and finally continental environments towards SSW. The differentiation of the environments is weak during the Upper Cenomanian-Lower Turonian, in relation with an important eustatic movement . It becomes stronger during the Middle-Upper Turonian and is probably related to a tectonic control.

1. — DONNÉES ANTÉRIEURES, BUT DE L'ÉTUDE

Le Turonien de Vieille Castille (Espagne du Nord) est connu depuis longtemps grâce à sa richesse en faune, notamment à sa partie inférieure où abondent les Céphalopodes. Les gisements fossilifères ont ainsi permis les premières études paléontologiques et biostratigraphiques (CIRY R., 1940 ; CHUDEAU R., 1896 ; FALLOT P., 1931 ; LOTZE F., 1929 ; RIOS J. M., 1956 ; SAENZ GARCIA Cl.,

* Departamento de Estratigrafia y Geologia Historica, Universidad Complutense, Madrid-3, Espagne.
** Institut des Sciences de la Terre, L.A. CNRS n° 157, Université de Dijon, 6, boulevard Gabriel, 21100 Dijon, France.

Source : MNHN, Paris

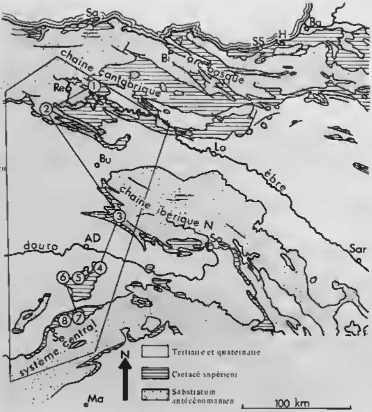


Fig. 1 - Situation de la région étudiée et localisation des coupes (les n° 1 à 8 renvoient au texte). 1. Fuentedey, 2. Villaescasa de las Torres. 3. Santo Domingo de Silos. 4. Moral de Hornuez. 5. Castro Cantera 6. Fuentidueña. 7. El Arenal. 8. Orejanilla

Repères géographiques

A. D. Aranda de Duero. Ba. Bayonne. Bi. Bilbao. Bu. Burgos. H. Hendaye. Lo Logroño. Ma Madrid. Re. Reinosa. Sa. Santander. Sar. Saragosse. Se. Segovie Se. Ségovie. So. Soria. S S. Saint Sebastien

1955 ; WIEDMANN J., 1964, 1979, etc., liste non exhaustive) ; ils ont aussi constitué un excellent repère cartographique de sorte que l'étage Turonien est très fréquemment cité dans les cartes géologiques à 1/50 000e de l'I.G.M.E. (cf. liste, non exhaustive, en bibliographie).

Du point de vue sédimentologique les données sont, par contre, récentes, encore peu nombreuses et assez ponctuelles (ALONSO A. et MAS MAYORAL R., 1977 ; ALONSO A., 1981 ; FLOQUET M., 1978, 1979 ; VALLADARES I., 1976 ; ...) : elles apportent une première idée des milieux de dépôts.

La présente étude veut donner une représentation plus globale de la sédimentation et des environnements correspondants : c'est-à-dire une étude synthétique régionale d'une grande partie de la Vieille Castille, les affleurements pris en compte s'étalant tout autour du bassin tertiaire du Douro, en incluant la partie S des Chaînes cantabriques, les Chaînes ibériques N et la bordure N du Système central (fig. 1).

II. — SÉDIMENTATION ET ENVIRONNEMENTS

Étant donné la grande extension de la région étudiée et la multiplicité des données, seules ont été retenues quelques coupes, les plus représentatives de la série turonienne. Les séries sont d'abord décrites schématiquement dans leur ensemble, avec quelques détails seulement pour les faciès et les séquences les plus caractéristiques. Une reconstitution des principaux environnements est ensuite proposée pour chaque série en essayant de dégager l'évolution générale.

Les coupes s'échelonnent depuis le N jusque vers le S, selon une transversale plus ou moins rectiligne de 200 km de longueur environ. On distingue, pour un découpage géographique pratique, les coupes au N du Douro et les coupes au S du Douro (fig. 1 et 2).

Source : MNHN, Paris

A) Au nord du Douro (Marc Floquet).

1. *Série de Puentedey : milieux de plate-forme distale à milieux récifaux à Madréporaires* (fig. 2, 1).

a. *Localisation :* Chaînes cantabriques SW, province de Burgos, carte de Villarcayo n° 109, Lo. : 0°01' à 0° ; La. : 42°58' ; la coupe est levée à partir de la route (km 14) et de la voie ferrée (km 358,6) jusqu'au village de Puentedey.

b. *Description sommaire :* [La coupe est connue depuis longtemps du point de vue paléontologique et stratigraphique, les dernières données pratiques et détaillées étant dues à Wiedmann J. (1979, p. 191 à 195)]. Du point de vue des faciès du Turonien, au-dessus d'un ressaut épais de 2,20 m de calcarénites fines grumeleuses plus ou moins argileuses (*packstone*), avec *Metoiceras geslinianum* au sommet témoignant d'un âge Cénomanien supérieur, viennent successivement :

I — 40 m environ d'une alternance de marnes silteuses gris bleu feuilletées et de calcaires argileux noduleux ou en gros bancs, bioturbés, (*mudstone* à pelletoïdes) (tranchée de la voie ferrée). L'ensemble est très fossilifère : ammonites, échinides, fréquents inocérames, gastropodes dont *Tylostoma*, pholadomies, rhynchonelles, foraminifères planctoniques (*Globotruncana, Praeglobotruncana...*) ... ; les fossiles témoignant du passage Cénomanien-Turonien pour l'extrême base, puis du Turonien inférieur à moyen (zones I à VI de Wiedmann J., 1979).

II — 10 m environ (premiers affleurements de bord de route) d'une alternance de marnes silteuses à stratification ondulante, de calcaires argileux noduleux finement gréseux et de calcaires fins (*mudstone*) en gros bancs à patine rouille ; à *Hemiaster*, rares ammonites... Cette alternance correspond à la partie supérieure de l'ensemble précédent (I) et daterait du Turonien moyen (Wiedmann, 1979, zone VI).

III — 40 à 50 m très couvert (grand replat herbeux) correspondant à des marnes bleues et à des argiles calcaires esquilleuses.

IV — 20 à 30 m environ de calcaires fins formant une barre plus ou moins développée dans le paysage : faciès (tranchés par la voie ferrée vers le km 357,5) de *wackestone-mudstone* finement bioclastique, à niveaux plus marneux légèrement grésoglauconieux. L'ensemble est très bioturbé, souvent pétri de gros gastropodes de différents genres, associés à quelques *Hemiaster*, restes d'inocérames et divers moules de pélécypodes fouisseurs. Vers le haut, il existe quelques mètres de calcarénites fines bicolores, stratifiées, à litage oblique d'angle faible.

V — 15 à 20 m de marnes et calcaires argileux, gris bleu, esquilleux, homogènes, pauvres en fossiles dont quelques pélécypodes fouisseurs, formant un replat marqué.

VI — 6 à 8 m de calcaires bien stratifiés, à litage oblique d'angle faible, de faciès *micrograinstone* à pelletoïdes, formant ressaut.

VII — 10 à 12 m de calcaires grumeleux à noduleux, sombres, bioturbés, faisant un léger rentrant sous la falaise suivante, de faciès finement grenus *micropackstone* à *micrograinstone* à petits foraminifères dont *Vidalina hispanica*, miliolidés..., à stratification horizontale mal marquée ou à litage oblique d'angle faible.

Du point de vue stratigraphique : IV et V correspondent au Turonien moyen VII de Wiedmann J. (1979, p. 193, 3) et VI et VII au Turonien moyen VIII du même auteur (1979, p. 193, 4), c'est-à-dire qu'ils appartiennent déjà à la partie supérieure du Turonien.

VIII — 60 à 70 m de calcaires francs, compacts, clairs, formant falaise (très bien tranchés par la voie ferrée et en carrière à partir du km 357,3 et jusqu'au tunnel sous le village) et comprenant :

- 2 à 3 m de *packstone* fine à litage oblique d'angle moyen, en rentrant ;
- 15 m environ de calcaires pétris de madréporaires : polypiers en boules pouvant atteindre 50 cm de diamètre, assez recristallisés, réalisant un biolithe piège. Les faciès associés sont des *wackes-* avec quelques petits polypiers solitaires ;
- 40 à 50 m de calcaires à dominante calcarénitique, *packstone* à *grainstone* à passées très gros-

Source : MNHN, Paris

sières, à lithoclastes micritiques et décharges bioclastiques litées soulignant un litage oblique d'angle fort, à passées plus fines à foraminifères benthiques toujours à litage oblique. Les faciès fins et les faciès grossiers s'organisent en séquences de granulométrie croissante ou décroissante vers le haut. Parmi les bioclastes, les débris de madréporaires restent fréquents et dominants, avec des fragments de rudistes (*Radiolites, Sphaerulites*), de gastropodes (nérinées), de chaetetidés... Un joint de stratification très net, ferruginisé (visible à l'entrée du tunnel) clôture cet ensemble clair à litage oblique et le sépare très nettement des calcaires susjacents à patine grise, légèrement grumeleux, et bien stratifiés en gros bancs massifs réguliers épais de 1 m. La voûte de l'arche naturelle de Puentedey correspond à ce joint de stratification suivant lequel s'est effectué l'effondrement.

Du point de vue stratigraphique, VIII est daté du Turonien supérieur pour sa partie inférieure (gisement à *Vaccinites praecorbaricus* (Toucas) à Hornillalastra à peu de distance, CIRY R., 1940) et probablement du Coniacien inférieur pour sa partie supérieure (article de FLOQUET M., PHILIP J., WIEDMANN J. dans ce même volume). Les faciès surmontant le joint ferrugineux sont datés du Coniacien (inférieur) par ammonites.

c. *Reconstitution des milieux de dépôts.*

I, II — Les marnes et alternances marnocalcaires fossilifères traduisent un milieu de plate-forme ouverte, distale, à salinité normale, à sédimentation par décantation (fonds calmes, au-dessous de l'action de la houle, vaseux, bioturbés), relativement profonde (zone oligophotique), pouvant appartenir à l'étage circalittoral (PICARD. 1967).

III — ? — Accentuation des apports terrigènes ? dans le même milieu.

IV — Les calcaires très bioturbés caractérisent probablement un milieu semblable, mais peut-être de moindre profondeur : dans la zone photique (apparition de débris d'Algues vertes ; la moindre turbidité des eaux devant également intervenir) et avec un hydrodynamisme sensible (action de la houle) au sommet.

V à VIII — Les faciès s'organisent en une séquence klupfélienne typique traduisant une augmentation de l'hydrodynamisme, une diminution de la bathymétrie qui conduit des milieux précédents de vasières circalittorales (V) à des milieux de pente de transition (VI-VII) et enfin à des milieux récifaux de haut hydrodynamisme (VIII) : constructions à Madréporaires et barrières calcarénitiques.

La série de Puentedey correspond en résumé à un cycle transgression-régression avec :

— une transgression au Turonien inférieur qui poursuit parfaitement et accentue le mouvement amorcé au Cénomanien supérieur, pour conduire à des milieux circalittoraux,

— une régression débutant au cours du Turonien moyen et menant à des milieux récifaux, peu profonds mais toujours ouverts, d'âge Turonien supérieur à Coniacien inférieur.

2. *Série de Villaescusa de las Torres : milieux de plate-forme proximale, ouverte à protégée* (fig. 2, 2).

a. *Localisation :* Chaînes cantabriques SW, province de Palencia, carte de Pradanos de Ojeda n° 133, Lo. : 0°35′, La. : 42°45′ ; coupe effectuée depuis Olleros de Pisuerga jusqu'à Villaescusa de Las Torres en suivant la voie ferrée.

b. *Description sommaire :* Au-dessus d'une petite barre calcaire épaisse de 2 m, d'âge Cénomanien supérieur (*Eucalycoceras* gr. *newboldi*), dominant Olleros de Pisuerga (FLOQUET M., 1979a), viennent successivement :

I — 10 m environ d'argiles ou marnes sableuses verdâtres (glauconieuses) suivies d'un banc de 60 cm de calcaire gréseux puis de 5 à 6 m de calcaires argileux plus ou moins gréso-glauconieux, très bioturbés, riches en Gastropodes (*Tylostoma torrubiae*), à *Hemiaster* et à rares *Fallotites* cf. *subconciliatus*.

II — 50 m environ d'argiles sableuses ou sables argileux verdâtres (glauconie) souvent à litage oblique en cuiller à disposition entrecroisée, assez riches en débris végétaux charbonneux, entrecoupés de bancs de calcaires gréseux glauconieux bioclastiques (fréquents débris d'ostréidés, serpules, gastropodes...).

Source : MNHN, Paris

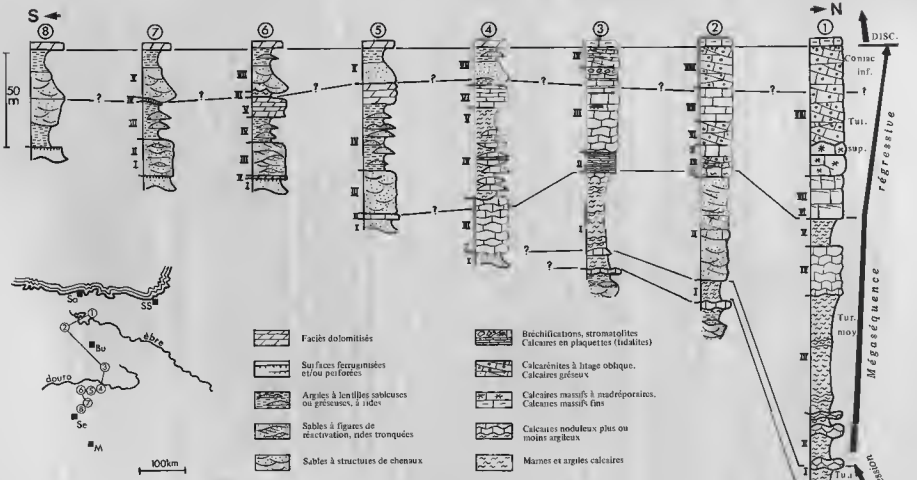


Fig. 2 - Schémas lithostratigraphiques des séries turoniennes (1&8 sur fig 1 et dans le texte) (les chiffres I,II,III,...VIII correspondent aux subdivisions de chaque coupe dans le texte, elles n'indiquent absolument aucune équivalence d'une coupe à l'autre).

Source : MNHN, Paris

III — 6 m environ de calcaires argileux noduleux (*mudstone-wackestone*), très bioturbés, homogènes, fossilifères ; pélécypodes, gastropodes, *Hemiaster*...

IV — 10 m environ de calcarénites fines à moyennes (*packstone*) en plaquettes ondulées à la partie inférieure, à stratification oblique d'angle faible plane ou en chenal de grande échelle à la partie supérieure, à grains oolitisés, à petits gastropodes, ostracodes, algues vertes, foraminifères dont *Vidalina* cf. *hispanica*, bryozoaires..., à pyrite, glauconie...

V — 7 m de calcaires bioclastiques à débris de Rudistes (*wackestone* à *packstone*) avec un biostrome à *Radiolites* épais de 50 à 80 cm, en gros bancs massifs, à algues vertes, débris d'échinides, foraminifères...

VI — 8 à 9 m de *calcarénites* fines à la base (*packstone*), grossières à la partie supérieure (*grainstone*)à grains bien lités, litage oblique plan d'angle fort, à débris de lamellibranches (rudistes), échinodermes, gastropodes, algues vertes et rouges (*Archaeolithothamnium*), bryozoaires, madréporaires, foraminifères benthiques (*Dicyclina, Cuneolina*...)...

VII — 10 m environ de calcaires micritiques fins, gris, bioturbés, massifs (*mudstone-wackestone*) à fins bioclastes, à petits débris végétaux charbonneux, à gros rudistes épars isolés ou en petits bouquets, souvent en position de vie (*Radiolites* sp., *Durania cornupastoris, Vaccinites* aff. *giganteus, Hippurites vasseuri, Bournonia* sp.), riches en foraminifères benthiques dont quelques *Discorbis* et *Pseudotriloculina*... Des *bird's eyes* apparaissent par passées.

VIII — 16 à 18 m de calcarénites fines (*packstone*) à grossières (*grainstone*) à litage oblique plan d'angle moyen à fort, riches en débris bioclastiques grossiers où dominent les restes de rudistes (fragments parfois grossiers d'*Hippurites* et de *Vaccinites* auxquels s'associent de nombreux foraminifères benthiques roulés, des algues rouges (*Archaeolithothamnium*), *Ethelia alba*, des madréporaires, des échinodermes... La partie médiane de la formation renferme des bouquets d'*Hippurites socialis*, en position de vie, sur une hauteur de 80 cm à 1 m ; des passées riches en gros fragments de *Radiolites* ont fourni *Radiolites* cf. *vallispetrosae*. Le sommet de la formation est marqué par un joint de stratification net ferruginisé au-dessus duquel apparaissent des calcaires différents, fins (*packstone* fin), argilo-glauconieux, riches en bryozoaires...

c. *Reconstitution des milieux de dépôts.*

I — Les marnes et calcaires argileux grèso-glauconieux indiquent un milieu de plate-forme peu profonde mais restant au-dessous de l'action de la houle et toujours ouverte vers le large, à salinité normale, quoique soumis à des apports terrigènes assez importants.

II — La formation sablo-argileuse et calcaréo-gréseuse traduit l'accentuation des apports terrigènes sur une plate-forme de moins en moins profonde (subtidal élevé) parcourue par des chenaux.

III à VIII — L'ensemble des faciès s'organise en une mégaséquence de nature klupfélienne comparable à celle de Puentedey (série I), à hydrodynamisme croissant, correspondant à une diminution de la bathymétrie, c'est-à-dire une mégaséquence régressive. Dans le détail (séquences de 2e ordre et élémentaires), il y a oscillation entre les milieux de haute énergie (bancs calcarénitiques à constructions à *Hippurites, Radiolites* et madréporaires) (VI, VIII) et les milieux de basse énergie, protégés (lagon à *Vaccinites, Radiolites*... disséminés) (VII).

— En conclusion la série de Villaescusa exprime aussi un cycle transgression-régression comprenant :

— l'accentuation au Turonien inférieur de l'ingression marine amorcée au Cénomanien supérieur mais sur une plate-forme apparemment moins profonde, plus soumise aux apports terrigènes relativement grossiers, par rapport aux régions septentrionales (série de Puentedey) ;

— une tendance régressive sensible dès le Turonien moyen et se poursuivant jusqu'au Coniacien inférieur, due d'abord à un important comblement terrigène (d'origine deltaïque) puis à une sédimentation carbonatée de plate-forme proximale tantôt ouverte, tantôt protégée, très peu profonde, parfois à la limite de l'émersion.

Source : MNHN, Paris

3. *Série de Santo Domingo de Silos : milieux de plate-forme proximale subtidale à intertidale* (fig. 2, 3).

a. *Localisation :* Chaînes ibériques N, province de Burgos, carte de Santo Domingo de Silos n° 315, Lo. : 0°20' ; La. : 41°58'40 ; coupe effectuée suivant la Meseta de San Carazo et l'entrée des gorges du Rio Mataviejas.

b. *Description sommaire :* Cette coupe a déjà été décrite dans ses grandes lignes (FLOQUET M., 1979b). Au-dessus d'une petite barre calcaire fossilifère épaisse de 1,5 à 2 m et représentant le Cénomanien supérieur (*Eucalycoceras* gr. *spathi*) viennent :

I — 50 m environ d'argiles calcaires, de marnes, de calcaires argileux, plus ou moins finement gréseux et glauconieux, gris bleu à verdâtres, fossilifères : pélécypodes divers, gastropodes (*Tylostoma*...), échinides (*Hemiaster*...), ostracodes, algues vertes, petits foraminifères benthiques et planctoniques, bryozoaires et ammonites indiquant un âge Turonien inférieur et moyen (zones II à VI de WIEDMANN J., 1979).

II — 8 m environ de calcaires très bien stratifiés, en plaquettes : calcarénites très fines à ostracodes, petits gastropodes..., niveaux dolomitiques laminés d'origine stromatolitique, niveaux de cargneules, niveaux bréchifiés, surfaces avec rides d'oscillation, etc.

III — 40 m environ de calcaires variés : noduleux en gros bancs, parfois marneux, souvent glauconieux, fossilifères (gastropodes, ostréidés, échinides, ostracodes, serpules...) avec occasionnellement des niveaux algolaminés (stromatolites) pour la partie inférieure ; puis très finement stratifiés, en plaquettes, à lamines micro-calcarénitiques (ostracodes, pellets...), à voiles algaires, à surfaces de remaniement (galets plats craquelés, bioturbation), à rides d'oscillation, à bréchification et paléokarstification (dissolution d'évaporites diagénétiques, pseudomorphoses d'anhydrite), etc... pour la partie supérieure.

IV — 10 m environ de calcarénites fines à litage oblique d'angle faible à moyen, à petits gastropodes roulés, ostracodes, serpules, à petites oolites, à lithoclastes micritiques... La stratification est nette, certaines surfaces de bancs portent des encroûtements, des rides d'oscillation et d'interférence. Les dernières surfaces sont ferruginisées et surmontées par des calcaires très différents : micritiques finement bioclastiques (*mudstone-wackestone*), noduleux, marneux, très bioturbés, à moules de pélécypodes et *Tylostoma*...

c. *Reconstitution des milieux de dépôts.*

I — Les dépôts à dominante marneuse, fossilifères, indiquent un milieu de plate-forme ouverte, à salinité normale, peu profonde, de bathymétrie subtidale tendant à diminuer vers le haut de la formation.

II — Les faciès laminés correspondent à des tidalites, typiques de plaine de marée.

III — Les calcaires bioclastiques indiquent un retour à des conditions subtidales à la limite des milieux intertidaux et en plate-forme protégée, à hydrodynamisme faible ; les calcaires en plaquettes, bréchifiés correspondant par contre à de nouveaux milieux de plaine de marée caractéristiques.

IV — Les calcarénites à gastropodes et ostracodes témoignent d'un milieu à hydrodynamisme élevé, de bathymétrie subtidale élevée à intertidale.

La série de Santo Domingo de Silos, comme les précédentes séries, est l'expression d'un cycle transgression-régression :

— transgression au Turonien inférieur accentuant le mouvement amorcé au Cénomanien supérieur et conduisant à des milieux de plate-forme ouverte d'étage circalittoral à infralittoral,

— régression amorcée dès le Turonien moyen, menant à des milieux oscillant entre les plaines de marées et les baies peu profondes protégées, d'âge Turonien supérieur à Coniacien inférieur.

Source : MNHN, Paris

B) Au sud du Douro (Angela Alonso).

Toutes les coupes au S du Douro ont déjà été décrites en détail par Alonso A. (1981).

4. *Série de Moral de Hornuez : milieux subtidaux à intertidaux et continentaux* (fig. 2, 4).

a. *Localisation :* région NE de la Sierra de Pradales, province de Ségovie, carte de Maderuelo n° 403, Lo. : 3°37'18", La. : 41°27'25".

b. *Description sommaire :* de bas en haut :

I — 2 m de grès dolomitiques à litage oblique en disposition entrecroisée, remobilisant nettement du matériel gréseux sous-jacent.

II — 2 m de calcaires (intrabiomicrites, *packstone*), à échinides, gastropodes, pélécypodes dont des ostréidés, ostracodes, serpules, bryozoaires, discorbidés, lituolidés, algues vertes et ammonites dont *Whrigtoceras submunieri* Wiedmann, *Pseudaspidoceras pedroanum* (White), *Jeanrogericeras* cf. *combesi* (Sornay) et *Mammites* n. sp. qui caractérisent les zones V et VI de Wiedmann (communication orale du même auteur).

III — 20 m d'argiles et de marnes bioturbées à quelques intercalations de calcaires noduleux, riches en pélécypodes dont des ostréidés et en ostracodes.

IV — 30 m d'une alternance de calcaires noduleux (biomicrites, *mudstone* à *packstone* et oobiomicrites à biomicrites, *packstone*) et de calcarénites et de marnes en disposition lenticulaire et à structure de *flaser bedding* (structure madrée) à grande échelle. La faune très abondante est composée surtout de pélécypodes dont des ostréidés, de gastropodes, bryozoaires, ostracodes, discorbidés, ophtalmidiidés. Des algues vertes sont présentes. L'association de *Curfsina, Cytherella* et *Asciocythere* apparaît dans les marnes.

V — 15 m environ de sables très fins et de calcarénites affleurant assez mal.

VI — 5 m de calcaires à litage oblique (à faisceaux entrecroisés) d'angle faible (oobiomicrite, *packstone*), à niveaux bioturbés, à rides d'oscillation, à surfaces de bancs ferruginisées. Des ostracodes dont *Neocyprydeis*, des pélécypodes, des gastropodes de petite taille, parfois en abondantes accumulations, et des serpulidés, miliolidés, ophtalmidiidés apparaissent. Le niveau a fourni cf. *Proplacenticeras* n. sp. pouvant indiquer le Turonien supérieur (Wiedmann, communication orale, 1979).

VII — 22 m de sables et argiles à litage oblique plan de petite échelle, à litage oblique en cuiller en disposition entrecroisée, à granulométrie décroissante vers le haut (*fining upward*).

c. *Reconstitution des milieux de dépôts.*

I — Les grès dolomitiques résultent probablement de la reprise du matériel sous-jacent lors de l'ingression marine, lors du déplacement de la ligne de rivage.

II à VI — Les calcaires et les marnes indiquent des conditions où domine la décantation par rapport à la traction et un taux de sédimentation faible. Ceci ajouté aux caractères de la faune associée permet de reconstituer un milieu subtidal en plate-forme protégée de la forte influence de la houle mais à salinité normale. Les calcaires à traces évidentes d'exposition subaérienne sporadique traduisent un milieu intertidal, de plaine de marée. *Neocyprideis*, de ce point de vue, est caractéristique de milieu saumâtre (Colin, communication orale, 1978).

VII — Les sables et argiles correspondent à une sédimentation continentale de type fluviatile.

La série de Moral de Hornuez constitue en résumé un cycle composé de :

— une ingression marine brutale d'âge Turonien moyen, donc plus récente que dans les régions au N du Douro,

— une mégaséquence régressive, d'âge Turonien supérieur à Coniacien, se manifestant par :

• un hydrodynamisme croissant vers le haut (séquence négative),

Source : MNHN, Paris

• un passage de milieux subtidaux de plateforme protégée mais ouverte à des milieux intertidaux et finalement à des milieux saumâtres et continentaux.

La mégasèquence est composée de séquences élémentaires (2 à 4 m) avec les calcaires noduleux à la base et les calcarénites et marnes au sommet.

5. *Série de Castro-Cantera : milieux intertidaux terrigènes* (fig. 2, 5).

a. *Localisation :* région centrale et S de la Sierra de Pradales, province de Ségovie, carte de Maderuelo n° 403, Lo. : 3°50'30", La. : 41°24'51".

b. *Description :* de bas en haut :

I — Sables grossiers hétérométriques à litage oblique en cuiller dominant, en dispositon entrecroisée, visibles sur 1 m d'épaisseur.

II — 2,5 m de calcaires et dolomies silteux et marneux à stratification irrégulière et noduleuse, contenant des restes de pélécypodes où dominent les pectinidés.

III — 30 m environ d'alternance d'argiles à laminations parallèles et disposition lenticulaire et de sables très fins, hétérométriques, micacés, portant des rides d'oscillation, des rides d'interférence et linguoïdes. Les sables sont quelque peu bioturbés avec des terriers verticaux et un peu cimentés par de la calcite. Les argiles sont en général fort bioturbées, renferment d'abondants pélécypodes de petite taille, des gastropodes allongés, des restes végétaux charbonneux et quelquefois du gypse.

IV — 40 m environ d'alternance de sables fins homométriques à structure de *flaser bedding* et d'argiles en disposition lenticulaire. Quelquefois des niveaux dolomitiques s'intercalent, de plus en plus fréquents en montant dans la série, comme les niveaux argileux. Des restes végétaux disséminés sont fréquents. Des croûtes ferrugineuses peu développées sont communes. La série se termine avec des dolomies en plaquettes quelquefois à lamination d'algues bleues.

V — 23 m de sables à litage oblique à disposition entrecroisée.

c. *Reconstitution des milieux de dépôts.*

I — Les terrigènes grossiers témoignent de milieu continental fluviatile.

II — Les calcaires marneux fossilifères correspondent à un milieu marin subtidal.

III et IV — Les faciès hétérolitiques de sables et d'argiles à structures lenticulaires et de *flaser bedding* indiquent l'alternance de courants de traction et de moments de sédimentation par décantation. Les rides d'interférences traduisent de plus des changements brusques dans la direction des courants. Ce type de sédimentation est typique des milieux de plaine de marée. Les faciès s'organisent en séquences types traduisant l'évolution suivante des milieux, de bas en haut :

— milieux subtidaux ou zone inférieure sableuse de la plaine de marée,

— zone mixte de la plaine de marée, à argiles en lentilles,

— zone haute de la plaine de marée, boueuse, à argiles.

Les dolomies algolaminées peuvent appartenir aussi bien à la zone supérieure de la plaine de marée (plaine boueuse) qu'à la partie inférieure de la plaine supratidale.

V — Les sables témoignent d'un milieu continental fluviatile. La série de Castro-Cantera représente aussi un cycle de type transgressif brutal, puis régressif progressif. Cependant la mégaséquence régressive montre des caractères particuliers :

— hydrodynamisme décroissant vers le haut (séquence positive) à l'intérieur de la série marine,

— développement des milieux intertidaux, de plaine de marée terrigène, et continentaux au sommet.

6. *Série de Fuentidueña : milieux intertidaux de haute énergie (plage-barrière)* (fig. 2, 6).

a. *Localisation :* région NW de la Sierra de Pradales, province de Ségovie, carte de Olombrada n° 402, Lo. : 3°58'04", La. : 41°26'25".

Source : MNHN, Paris

b. *Description sommaire :* de bas en haut :

I — Sables hétérométriques à litage oblique en cuiller en disposition entrecroisée, visibles sur une épaisseur de 2,50 m.

II — 1,50 m de limons dolomitiques et ferrugineux à stratification parallèle et traces de bioturbation horizontale.

III — 20 m ou plus de sables blancs très fins, homométriques, micacés, à litage oblique d'angle faible dominant, en disposition entrecroisée, à nombreuses croûtes ferrugineuses parfois bien développées. Des intercalations argileuses avec des sables fins disposés en lentilles sont fréquentes. Il existe aussi des niveaux sableux à rides d'oscillation tronquées (*hummocky*) et à rides d'oscillations. Localement s'intercalent des niveaux gréso-dolomitiques à litage oblique d'angle faible, en disposition entrecroisée. La bioturbation est peu développée et se localise dans quelques niveaux à ciment dolomitique où elle est toujours verticale.

IV — 15 m environ de sables fins homométriques, à litage oblique en disposition entrecroisée à grande échelle par accumulation de mégarides avec des surfaces de réactivation et une bipolarité prononcée. L'ensemble se termine par des sables à rides symétriques avec une intercalation microconglomératique (formation de tempête ?).

V — 10 m ou moins de dolomies en plaquettes à laminations parallèles d'algues bleues de type *Girvanella* alternant avec des niveaux pétris de gastropodes globuleux.

VI — 3 m de calcaires noduleux (*wackestone*) et marnes à abondants pélécypodes dont des ostréidés, échinides, miliolidés, lituolidés, discorbidés, ostracodes, bryozoaires, gastropodes, algues vertes.

VII — 15 m de sables grossiers hétérométriques à litage oblique en disposition entrecroisée, à granulométrie décroissante (*fining upward*), à base érosive tranchant les marnes sous-jacentes.

c. *Reconstitution des milieux de dépôts.*

I — Milieu continal fluviatile.

II — Première influence marine.

III et IV — Les faciès sableux sont disposés en une séquence particulière :

— à la base : sables à litage oblique à grande échelle, figures bipolaires et surfaces de réactivation, rides d'oscillation tronquées,

— au sommet : sables à litage oblique d'angle faible.

Cette séquence indique des milieux de haute énergie : depuis la plage subtidale à la zone de battement des vagues.

V — Les dolomies algolaminées traduisent un milieu probablement intertidal.

VI — Les calcaires noduleux correspondent à un milieu marin subtidal, protégé.

VII — Les sables grossiers indiquent un milieu continental fluviatile.

La série de Fuentidueña représente également un cycle transgression-régression mais avec des conditions marines très sommaires et un développement particulier de milieux de haute énergie, de plage-barrière.

7. *Série de El Arenal : milieux de chenaux entre domaine continental et domaine marin, milieux intertidaux terrigènes* (fig. 2, 7).

a. *Localisation :* Bordure N de la Sierra de Guadarrama, carte de Pradena, n° 458 ; Lo. : 3°46'47", La. : 41°10'19".

b. *Description sommaire :* De bas en haut, au-dessus d'une croûte ferrugineuse bien développée :

I — 6 m environ de sables fins homométriques à litage oblique d'angle faible en disposition entrecroisée, d'accumulations de mégarides, alternant avec des argiles en disposition lenticulaire. Au sommet ce sont des sables hétérométriques à litage oblique en cuiller en disposition entrecroisée.

Source : MNHN, Paris

II — 2 m de grès dolomitiques très riches en ostréidés transportés.

III — 14 m de sables fins homométriques et micacés à litage oblique d'angle faible, à *flaser bedding*, à rides symétriques, à rides d'oscillation tronquées, ainsi que d'argiles à laminations parallèles. Des croûtes ferrugineuses et quelquefois des nodules carbonatés sont présents.

IV — 0,20 m d'une croûte ferrugineuse clôturant la série.

V — 37 m de sables hétérométriques à litage oblique en cuiller, à disposition entrecroisée, à dépôts résiduels de fond de chenal, et argiles.

c. *Reconstitution des milieux de dépôts.*

I — Après une discontinuité de sédimentation, les sables correspondent à des chenaux fluviatiles fortement influencés par la marée.

II-III — Les grès et sables se sont déposés en positions intertidale et subtidale de la plaine de marée.

IV-V — Après une interruption, apparaissent des séquences caractéristiques de remplissage et d'abandon de chenaux fluviatiles, de faible sinuosité.

La série de El Arenal correspond pratiquement à la limite de la ligne de côte ; l'influence continentale est déjà importante.

8. *Série de Orejanilla : domaine continental fluvial* (fig. 2, 8).

a. *Localisation :* Bordure N de la Sierra de Guadarrama, province de Segovie, carte de Pradena N° 458, Lo. : 3°48'15", La. : 41°04'20".

b. *Description sommaire :* À l'intérieur d'un ensemble de nature terrigène hétérométrique un niveau, épais de 13,60 m, présente des caractères quelque peu particuliers : ce sont des sables de granulométrie moyenne, homométriques, à litage oblique en cuiller en disposition entrecroisée et des argiles. Les faciès sont disposés en séquence de granulométrie croissante vers le haut (*coarsening upward*) : les argiles à la base, les sables au sommet. Le toit d'une séquence est plan, net. La partie supérieure est composée de 36 m de sables disposés en séquences positives de remplissage et d'abandon de chenaux.

c. *Reconstitution des milieux de dépôts.*

Les séquences négatives précédentes semblent indiquer des milieux de chenaux fluviatiles, peut-être avec quelques influences des marées, en domaine continental.

La série de Orejanilla ne fournit pas plus de données de datation que celle d'El Arenal. Toutes deux sont considérées comme turoniennes en fonction de leurs positions stratigraphiques équivalentes de celles des autres séries, marines et fossilifères.

III. — PALÉOGÉOGRAPHIE : UNE PLATE-FORME COMPOSITE, POLARISÉE

Tous les milieux reconstitués appartiennent à un vaste domaine de plate-forme, déjà qualifiée de « nord-castillanne » (FLOQUET M., 1978). La répartition des divers milieux montre que la plate-forme est polarisée : ouverte vers le N, de moins en moins sous l'influence du large vers le S pour passer à des milieux continentaux ; c'est-à-dire avec (fig. 3 et 4) :

— la plate-forme distale au N (Chaînes cantabriques W : série de Puentedey) assurant le passage vers le « bassin navarro-cantabre » (CIRY R., 1940 ; CIRY R. *et al.*, 1967 : FEUILLÉE P. et RAT P., 1971...) ;

— la plate-forme proximale au centre :

• encore ouverte sur le large dans les Chaînes cantabriques SW (série de Villaescusa de las Torres),

• de plus en plus protégée dans les Chaînes ibériques N (série de Santo Domingo de Silos) et dans la région NE de la Sierra de Pradales (série de Moral de Hornuez),

Source : MNHN, Paris

• avec les milieux de transition vers le domaine continental dans les régions centrales, S et NW de la Sierra de Pradales (séries de Castro-Cantera et de Fuentidueña) ;

— le domaine continental au S (bordure N de la Sierra de Guadarrama : séries de El Arenal et Orejanilla).

La polarisation ne se manifeste cependant pas de la même façon au cours de l'ensemble du Turonien : elle est relativement peu sensible au Turonien inférieur-moyen et au contraire manifeste au Turonien supérieur.

A) DIACHRONISME ET MODALITÉS DE LA TRANSGRESSION CÉNOMANO-TURONIENNE.

La sédimentation et les milieux correspondants, au cours du Turonien inférieur-moyen, sont pratiquement du même type à travers toute la plate-forme : faciès à dominante marneuse à terrigènes fins, milieux subtidaux toujours ouverts riches en faunes pélagiques et benthiques (étages circalittoral à infralittoral). De ce point de vue, la plate-forme apparaît, d'une façon générale, uniforme, homogène. L'uniformisation correspond à la phase transgressive majeure : Cénomanien supérieur à Turonien moyen.

Le diachronisme de la transgression :

— d'âge Cénomanien inférieur et moyen dans les régions septentrionales (bassin navarro-cantabre ; CIRY R., 1940 ; FEUILLÉE P., 1967 ; CIRY *et al.*, 1967...) et accentuée au Cénomanien supérieur puis au Turonien inférieur-moyen ;

— d'âge Cénomanien supérieur pour la majeure partie de la Vieille Castille (WIEDMANN J., 1975 ; FEUILLÉE P., FLOQUET M. et RAT P., 1980) et accentuée au Turonien inférieur-moyen ;

— d'âge Turonien moyen vers la bordure N du système central (ALONSO A., 1981) fait néanmoins ressortir la polarisation de la plate-forme : sans doute en pente très douce remontant du N vers le S. La pente n'est probablement pas régulière : elle correspondrait plutôt à une succession de paliers séparés par des *seuils* (cf. seuils de FEUILLÉE P., 1967). La transgression s'étalerait de façon relativement rapide et pelliculaire sur chaque palier, une fois chaque seuil franchi, par exemple :

— *seuil de l'Èbre* entre plate-forme distale et plate-forme proximale franchi au Cénomanien supérieur (seuil de Bricia et dorsale de l'Èbre de FEUILLÉE P., 1967),

— *seuil du Douro* entre les Chaînes ibériques N et la bordure N du système central, franchi au Turonien moyen (fig. 3, 4). Dans cette région, il n'est pas impossible qu'une partie au moins de la série continentale formant le substratum soit d'âge Turonien inférieur (sinon il existe une lacune importante). Pendant cette période semble se poursuivre la pénéplanation de la région en attendant la pénétration de la mer. L'ingression marine s'effectue ensuite sans transition importante, assez brutalement, apparemment sur une surperficie plane sans obstacle : sur une plaine de marée ouverte vers le N et l'E (où se situent les milieux les plus marins, à sédimentation carbonatée) et comprenant une plage-barrière au NW (fig. 3). La plaine de marée est caractérisée par la prédominance de faciès hétérolitiques et argileux et par la rareté de chenaux de marée ou de quelque activité fluviatile à proximité. Ceci suggère que les terres émergées devaient être sans relief, peu actives du point de vue sédimentaire. La quantité de restes végétaux indiquerait également un couvert forestier. Une telle reconstitution des milieux au début de la transgression pour les régions au S du Douro peut être transposée pour les régions au N du Douro, au Cénomanien supérieur (FLOQUET M., 1979a).

B) MODALITÉS DE LA RÉGRESSION DU TURONIEN SUPÉRIEUR (À CONIACIEN BASAL).

La polarité de la plate-forme se manifeste pleinement au cours de la mégaséquence régressive du Turonien supérieur à Coniacien basal qui conduit, suivant les régions, à (fig. 3 et 4) :

— des milieux récifaux à fort hydrodynamisme (barrière à madréporaires), au N, en plate-forme distale en bordure du bassin de sédimentation marneuse navarro-cantabre (article de AMIOT M., FLOQUET M., MATHEY B. dans ce même volume) :

Source : MNHN, Paris

Fig. 3 - Esquisse paléogéographique de la plateforme nord-castillanne au Turonien supérieur.

Repères géographiques :
A.D. Aranda de Duero, Bi. Bilbao
Bu. Burgos, C.C. Castro Cantera,
E. El Arenal, F. Fuentidueña,
L. Logroño, M. Moral de Hornuez,
O. Orejanilla, P. Fuentedey,
S. Somolinos, Sa. Santander,
Se. Ségovie, S. Soria,
S.S. Saint Sébastien, T. Tejada,
V. Villarcayo de las Torres.

Les traits repères correspondent aux limites des massifs paléozoïques et mésozoïques avec les bassins tertiaires.

— des milieux protégés (lagons à rudistes), en arrière vers le S, en plate-forme proximale encore ouverte sur le large ;

— des milieux protégés (baies et plaines de marée), plus au S (Chaînes ibériques N et régions N de la bordure N du système central), en plate-forme proximale de moins en moins sous l'influence du large ;

— des milieux de transition et des milieux continentaux (plaines alluviales à chenaux méandriformes et plaines d'inondation, proches de la ligne de côte), à l'extrême S.

L'extension maximum vers le S de la ligne de rivage correspond sans doute à la présence d'un seuil : le seuil de *Pedraza* (ALONSO A., 1981).

IV. — CONCLUSIONS : ÉVOLUTION DE LA PLATE-FORME SOUS CONTRÔLE EUSTATIQUE, TECTONIQUE ET SÉDIMENTAIRE

Deux étapes principales dans l'évolution de la plate-forme peuvent être distinguées (fig. 4) :

A) CONTRÔLE EUSTATIQUE DOMINANT : CÉNOMANIEN SUPÉRIEUR À TURONIEN MOYEN.

Les caractères d'uniformité et de grande extension du système littoral transgressif (Cénomanien supérieur à Turonien moyen) correspondent sans doute à un mouvement eustatique, mouvement classiquement et généralement reconnu à cette époque. Il s'agit d'une ingression marine sur une surface continentale apparemment stabilisée : seules quelques lignes tectoniques (seuils) par leur jeu (de plus en plus tardif du N vers le S) ont pu limiter l'avancée marine vers le S. Les mouvements négatifs, de subsidence, semblent très limités : après (et/ou pendant) la transgression, la série sédimentaire constitue

Source : MNHN, Paris

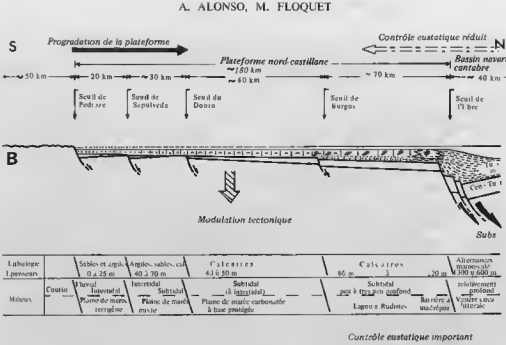


Fig. 4 - Reconstitution de la plateforme au Turonien inférieur (A) et moyen-supérieur (B) ; répartition et évolution des environnements, contrôles eustatique et structural.

une séquence de comblement, régressive, qui fait passer des milieux de plate-forme relativement profonds à des milieux inter à supratidaux (Turonien moyen à supérieur ; FLOQUET M., 1981). Il n'y a pas de compensation des apports terrigènes et des dépôts carbonatés par la subsidence.

B) CONTRÔLE TECTONIQUE IMPORTANT : TURONIEN SUPÉRIEUR À CONIACIEN BASAL.

Des mouvements négatifs de subsidence semblent, par contre, jouer à partir du Turonien moyen-supérieur ; les milieux sont à ce moment très superficiels : subtidaux à supratidaux, voire continentaux mais des sédiments relativement épais continuent de s'accumuler. L'évolution de la plate-forme paraît alors en grande partie commandée par les relations d'équilibre entre la subsidence et la vitesse de sédimentation. La subsidence semble inégale de part et d'autre de la plate-forme : plus importante au N qu'au S. Les variations de subsidence pourraient expliquer la distribution des divers environnements du Turonien supérieur ; elles se seraient effectuées suivant les lignes tectoniques (seuils définis précédemment) jouant en flexuration.

La réactivation de la subsidence est, au même moment, particulièrement sensible dans les bassins septentrionaux (cf. article de AMIOT M., FLOQUET M., MATHEY B. dans le même volume), notamment en ce qui concerne le jeu du « seuil de l'Èbre », entre plate-forme nord-castillanne et bassin navarro-cantabre. Le jeu tectonique de la plate-forme nord-castillanne serait l'expression de plus en plus amortie vers le S de l'activité tectonique des bassins septentrionaux.

Source : MNHN, Paris

L'évolution de la plate-forme paraît finalement en relation avec celle de la marge cantabrique, elle-même en rapport avec l'ouverture du golfe de Gascogne-Biscaye.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALMEDA D. A., ALVARADO D. A., BAOILLO D. L. (1956). — Explicación de la Hoja n° 133 : Pradanos de Ojeda (Palencia). *Mapa Geol., España*, 1/50 000e, I.G.M.E., n° 265.

ALONSO MILLAN A. y MAS MAYORAL J. R. (1977). — Evolución sedimentológica de la Unidad media detrítico-terrígena del Cretácico de la Sierra de Pradales (N de la prov. de Segovia). *Est. Geol.*, 23, 517-529.

ALONSO MILLAN A. (1981). — El Cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema central). Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense, Madrid, 330 p.

CANTOS FIGUEROLA J. et TARGUETTA J. B. (1952). — Explicación de la Hoja 167 : Montorio (Burgos). *Mapa geol. España*, 1/50 000, 42 p.

CHUDEAU R. (1896). — Contribution à l'étude géologique de la Vieille Castille. Thèse (Paris), 92 p., 15 fig., 1 carte.

CIRY R. (1940). — Étude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, Léon et Santander. Thèse Fac. Sc. Paris, et *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 71, 519 p.

CIRY R., RAT P., MANGIN J. Ph., FEUILLÉE P., AMIOT M., COLCHEN M. et DELANCE J. H. (1967). — Des Pyrénées aux Asturies, C. R. Réunion Extra. S.G.F., 11-18 sept. 1967. *C. R. Somm. Séances S.G.F.*, fasc. 9, p. 389-444.

FALLOT P. (1931). — Note préliminaire sur le Crétacé de la région de Soria. *Bull. Inst. Catal. Hist. Nat.*, 31 (7), 1-6.

FEUILLÉE P. (1967). — Le Cénomanien des Pyrénées basques aux Asturies. *Mém. Soc. Géol. France, nouv. série*, t. XLVI, n° 108, 343 p., 16 pl., 96 fig., Paris.

FEUILLÉE P., RAT P. (1971). — Structures et paléogéographies pyrénéo-cantrabriques *in* Histoire Structurale du golfe de Gascogne, V, 1 à 48, Ed. Technip, Paris.

FEUILLÉE P., FLOQUET M., RAT P. (1980). — Transgressions, régressions et migrations de systèmes sédimentaires (exemples dans le Crétacé supérieur du Nord-Est de la Meseta ibérique). *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 3, p. 77-80.

FLOQUET M. (1978). — La sédimentation de plate-forme au Crétacé supérieur dans la Vieille Castille (Espagne) : évolution verticale, variation horizontale : implications paléogéographiques. *Bull. S.G.F.*, t. XX, n° 5, p. 779-783.

FLOQUET M. et LACHKAR G. (1979a). — Précisions stratigraphiques, paléogéographiques et premières descriptions de mégaspores dans le Cénomanien supérieur en Espagne du Nord. *Revue de Micropaléontologie*, vol. 22, n° 3, p. 134-155.

FLOQUET M. (1979b). — Itinéraire géologique et aspects paléontologiques, sédimentologiques du Crétacé moyen dans la région de Santo Domingo de Silos. *Cuadernos de Geología Ibérica*, vol. 5, p. 227-240.

FLOQUET M. (sous presse, 1981). — Transgressions-régressions et eustatisme-tectonique-sédimentation sur la plate-forme nord-castillanne du Crétacé supérieur (régions ibéro-cantabriques, Espagne). *N. Jhb. Abh.*

LOTZE F. (1929). — Stratigraphie und Tectonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Tübingen, math. phys. Kl.*, N.F., 14 (2), 320 p., 44 fig., 17 pl.

PICARO J. (1967). — Essai de classement des grands types de peuplements marins benthiques tropicaux, d'après les observations effectuées dans les parages de Tuléar (SW de Madagascar). *Rev. Travaux, Stat. Mar. Endoume*, n. s., 6, p. 3-24.

RIOS GARCIA J. M., QUINTERO AMADOR D. I. et TRIGUEROS MOLINA D. E. (1956). — Explicación de la Hoja 348 : Fuentearmegil (Soria). *Mapa geol. España*, 1/50 000, 51 p.

RIOS GARCIA J. M., QUINTERO AMADOR D. I. et TRIGUEROS MOLINA D. E. (1956). — Explicación de la Hoja 349 : Cabrejas del Pinar (Soria), *Mapa geol. España*, 1/50 000, 55 p.

SAENZ-GARCIA Cl. (1955). — Picofrentes. Celtiberia, 8, 229-253, fig. 1-4, pl. 1-2.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA M. (1950). — Mapa Geológico de España. Explicación de la Hoja n° 314 : Cilleruelo de Abajo (Burgos). *Inst. Geol. Min. España*, p. 5-78.

Source : MNHN, Paris

SANZ D. R., ALMELA D. A. (1950). — Explicación de la Hoja n° 109 : Villarcayo (Burgos y Santander). *Mapa Geol. España*, 1/50 000e, I.G.M.E., n° 132 H.

VALLADARES I. (1976). — Sedimentológia del Jurásico y Cretácico al Sur de la Sierra de la Demanda (Provincias de Burgos y Soria). Resumen de Tesis. *Acta Salamanticensia*, Curso 1975-1976, Salamanca.

VALLADARES I. (1976). — Estratigrafía del Cretácico superior calcáreo en el borde occidental de la Cuenca de Cameros (Burgos-Soria). *Studia Geol.*, Salamanca, XI, p. 93-108.

WIEDMANN J. (1964). — Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. *Est. Geol.*, vol. XX, n° 1-2, p. 107-148.

WIEDMANN J. (1975). — Subdivisiones y precisiones biostratigráficas en el Cretácico superior de las Cadenas Celtibéricas. *Actas I° Symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica* (Reunion de Campo sobre el Cretácico de la Serrania de Cuenca, 9-12 sept. 1974), Cuenca.

WIEDMANN J. (1979). — Itinéraire géologique à travers le Crétacé moyen des Chaînes Vascogotiques et Celtibériques (Espagne du Nord). *Cuadernos Geología Ibérica*, vol. 5, p. 127-214.

Source : MNHN, Paris

LA LIMITE TURONIEN-CONIACIEN EN VIEILLE CASTILLE (ESPAGNE) ASPECTS SÉDIMENTOLOGIQUES ET PALÉONTOLOGIQUES

PAR

Marc FLOQUET *, Jean PHILIP **, Jost WIEDMANN ***

Résumé :

D'importantes modifications sédimentaires et faunistiques interviennent entre Turonien et Coniacien en Vieille Castille. Elles traduisent des changements majeurs dans la nature et la répartition des environnements. Les faunes de rudistes et d'ammonites permettent de situer ces changements probablement au Coniacien basal. Ils sont la conséquence de déformations épirogéniques du système littoral qui modulent diversement une impulsion transgressive.

THE TURONIAN-CONIACIAN BOUNDARY IN OLD CASTILLA (SPAIN) SEDIMENTOLOGICAL AND PALEONTOLOGICAL ASPECTS

Abstract :

Both important sedimentary and faunistic modifications occur at the Turonian-Coniacian boundary in Old Castilla. They reveal major variations of both nature and repartition of the environments. Rudist and ammonite faunas are the basis to locate these changes in the Lowermost Coniacian. Such variations result from epeirogenic deformations of the littoral system during a transgressive period.

La série Crétacé supérieur de la région septentrionale de la Vieille Castille (chaînes cantabriques SW, Espagne, fig. 1) est particulièrement fossilifère, ce qui a permis depuis longtemps (cf. bibliographie) de réaliser un découpage biostratigraphique relativement serré et notamment de situer à peu près la limite Turonien-Coniacien. Dans les régions centrale et méridionale de la Vieille Castille (chaînes ibériques N, fig. 1), la succession des faunes est par contre très irrégulière, d'où un découpage biostratigraphique incomplet (cf. bibliographie). La limite Turonien-Coniacien, par exemple, n'a pas été déterminée avec certitude jusqu'à présent.

Des analyses sédimentologiques des dépôts entre Turonien et Coniacien, conduisant à reconstituer les environnements et à retracer leur évolution, sont proposées dans cet article car elles permettent des corrélations qui peuvent pallier au défaut d'arguments paléontologiques (certaines des corrélations ont déjà été brièvement exposées, FLOQUET M., 1979b).

* Institut des Sciences de la Terre, L.A. CNRS n° 157, Université de Dijon, 6, boulevard Gabriel, 21100 Dijon, France.

** Laboratoire de Géologie Historique et de Paléontologie, Université de Provence, Centre Saint-Charles, place Victor Hugo, 13331 Marseille cedex 3, France.

*** Institut und Museum für Geologie une Paläontologie, Universität Tübingen, Sigwartstrasse 10, 7400 Tübingen 1, République fédérale d'Allemagne.

Source : MNHN, Paris

Fig. 1 - Situation de la région étudiée et emplacement des coupes : N. Nidaguila, H. Montoria del Pinar, I. Ibdes.

Repères géographiques :
A.A. Alhama de Aragon, A.D. Aranda de Duero, B. Bayonne, Bi. Bilbao, Bu. Burgos, H. Hendaye, Lo. Logroño, Re. Remosa, Sa. Santander, Sar. Saragosse, Se. Ségovie, So. Soria, S.S. Saint Sébastien.

De nouvelles récoltes de faunes de rudistes et d'ammonites viennent en plus compléter l'inventaire paléontologique de la région et étayer les corrélations sédimentologiques.

Pour résumer les multiples données disponibles, trois coupes seulement, choisies parmi les plus représentatives, sont figurées pour illustrer chacune des trois régions étudiées (fig. 1 et 2). Quoique distantes chacune d'environ 100 km, les trois coupes suffisent à donner une vue d'ensemble des phénomènes biosédimentaires caractérisant la limite Turonien-Coniacien de la Vieille Castille.

I. — MODIFICATIONS BIOSÉDIMENTAIRES ET CHANGEMENTS D'ENVIRONNEMENTS (Marc FLOQUET)

A — CALCAIRES À RUDISTES, CALCAIRES À *fenestrae*, MARNES À AMMONITES, DANS LA RÉGION SEPTENTRIONALE.

Coupe de Nidaguila, chaînes cantabriques SW, carte I.G.M.E. à 1/50 000 de Montorio, Lo. : 0°45′, La. : 42°38′ (fig. 2, A).

1) La succession globale des formations turoniennes et coniaciennes dans les chaînes cantabriques SW est bien connue, particulièrement depuis CIRY R. (1940). Elle est apparue en effet, depuis cet auteur, particulièrement tranchée : une barre de calcaires compacts, blancs, à rudistes, attribuée au Turonien supérieur, ressortant nettement dans le paysage sous un vaste replat de marnes à patine blanchâtre, à ammonites, d'âge Coniacien.

2) L'étude plus détaillée des faciès et des faunes du sommet de la barre calcaire et de la base du replat marneux donne des informations plus précises sur l'âge et les milieux correspondant aux deux formations (fig. 2, A) :

Source : MNHN, Paris

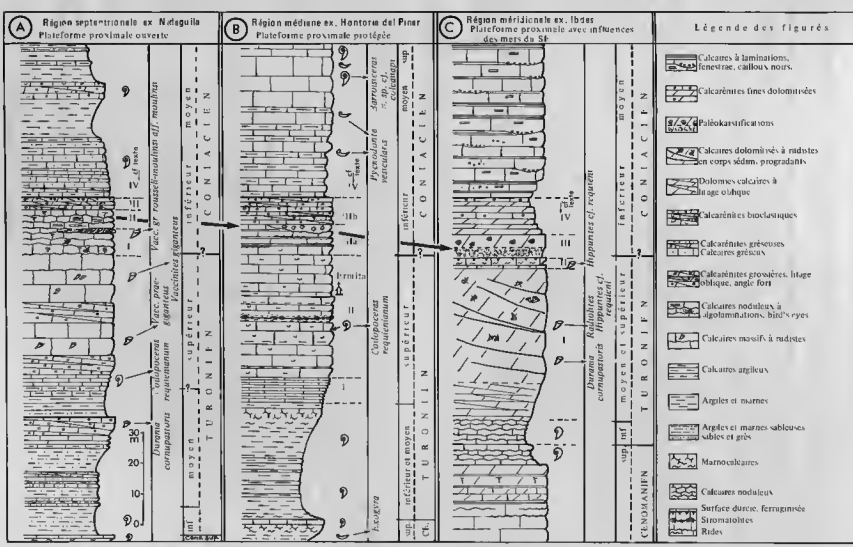


Fig. 2 - Schémas lithostratigraphiques de formations turoniennes à coniaciennes en Vieille Castille.

Source : MNHN, Paris

a) Les 17 à 18 m de calcaires composant la partie supérieure de la barre dite turonienne (épaisse dans son ensemble d'environ 60 m) montrent :

I — 8 m environ de calcaires biomicritiques (*wackestone*) à débris recristallisés de rudistes, d'échinodermes, de gastéropodes, à foraminifères : *Cuneolina, Dicyclina, Pseudolituonella, Nezzazatinella, Broeckina, Pseudotriloculina,* ..., à éléments micritisés non calibrés. La stratification est médiocre, en bancs massifs. La bioturbation est prononcée (terriers à remplissage dolomitisé, géotrope). Au sommet apparaît une petite lentille bioconstruite à *Vaccinites* gr. *rousseli-moulinsi* aff. *moulinsi* (détermination PHILIP J.), épaisse au maximum de 1,20 m, visible sur quelques mètres de longueur. Les rudistes sont couchés ou inclinés mais tous coalescents.

II — 5 à 6 m de calcaires micritiques (*mudstone-wackestone*) en bancs de 20 cm à 3 m d'épaisseur à joints marneux irréguliers, ondulants, très riches en foraminifères identiques aux précédents plus des *Discorbis* et de nombreux *Pseudotriloculina*. Les débris recristallisés de rudistes, gastropodes, algues... sont moins fréquents. Certains bancs montrent de nettes structures fenestrées, algolaminées, avec ferruginisation au sommet ; d'autres montrent des *bird's eyes* disséminés, une bioturbation intense (terriers ouverts), des débris ligniteux charbonneux...

III — 4 m environ de calcarénites grossières à moyennes, à litage oblique plan d'angle fort, à disposition entrecroisée. Les faciès s'organisent en séquences élémentaires granulo-décroissantes. Deux ou trois surfaces ferruginisées soulignent le litage oblique. Vers le haut le faciès s'affine, avec une bioturbation intense et une surface ferruginisée, perforée au sommet. Ce sont des biosparites (*grainstone-packstone*) à éléments micritisés, arrondis, usés, assez bien calibrés. Les bioclastes proviennent surtout de bryozoaires, d'échinodermes, de lamellibranches, d'algues rouges (*Archaeolithothamnium*), d'algues vertes, *Ethelia alba,* foraminifères (miliolidés, *Marsonella*)... De la glauconie est présente ainsi que des auréoles de calcite palissadique de cimentation précoce.

b) La surface ferruginisée est surmontée par des calcaires très différents formant l'extrême base de la série calcaréo-argileuse et marneuse qui fournit des ammonites du Coniacien inférieur (WIEDMANN J., 1964, 1979 p. 199-201). Ce sont :

IV — 3 m environ de calcaires finement grenus, coquilliers : à *Exogyra spinosa* et bryozoaires, à litage oblique d'angle faible à moyen : biosparites à passées micritiques (*packstone*) à éléments et bioclastes micritisés où dominent les bryozoaires, les lamellibranches, échinodermes, *Marsonella, Pithonella sphaerica*... La glauconie est abondante.

3) L'ensemble des faciès traduit la succession des milieux suivants :

I et II — Milieu protégé, calme, à fonds vaseux, peu profond : subtidal élevé à intertidal, qualifiable de lagon à rudistes et à foraminifères. La salinité peut devenir anormale vers le haut. I et II s'organisent en une séquence positive : à hydrodynamisme décroissant et bathymétrie décroissante c'est-à-dire en une séquence de comblement, régressive, conduisant à la limite de l'émersion.

III — Milieu ouvert, à hydrodynamisme élevé, à fonds sableux, peu profond (subtidal élevé) à salinité normale, soumis à des arrêts de sédimentation (arrêts ou ralentissement de subsidence) : barres calcarénitiques progradantes en rapport avec une impulsion trangressive.

IV — Milieu plus nettement ouvert encore, à fonds sablo-vaseux à vaso-sableux, à hydrodynamisme décroissant et bathymétrie croissante... exprimant une accentuation du mouvement transgressif et une reprise de la subsidence.

B — CALCAIRES BIOCLASTIQUES, TIDALITES, CALCAIRES À RARES AMMONITES DANS LA RÉGION MÉDIANE.

Coupe de Hontoria del Pinar, chaînes ibériques N, carte I.G.M.E. à 1/50 000 de Quintanar de la Sierra n° 316, Lo. : 0°31'15, La. : 41°50'45 (fig. 2 B).

1) Les données biostratigraphiques n'ont permis jusqu'à présent de reconnaître avec certitude dans cette région que le Cénomanien supérieur, le Turonien inférieur et moyen (grâce aux levers carto-

Source : MNHN, Paris

graphiques espagnols, cf. bibliographie, puis à WIEDMANN J., 1964, 1975, 1979) ainsi que le Coniacien moyen-supérieur (WIEDMANN J., 1975).

2) Entre ces niveaux fossilifères, une série assez épaisse existe pourtant. Au-dessus des marnes et des calcaires argileux noduleux à ammonites du Turonien inférieur et moyen viennent en effet (fig. 2 B) :

I — 6 à 7 m de calcaires très finement stratifiés, en plaquettes : calcarénites fines à ostracodes, gastropodes, faciès de tidalites typiques.

II — 40 m environ de calcaires bioclastiques riches en fossiles entiers ou subentiers : gastropodes, lamellibranches, serpules... en bancs réguliers épais de 30 cm à 1 m. Les faciès dominants sont des biomicrites (*wackestone* à *packstone*) très bioturbées (remplissage dolomitique jaune rosé), glauconieuses. Les bioclastes dominants sont des débris d'ostréidés, de gastropodes, d'échinides, de serpules, d'ostracodes, de bryozoaires, d'algues vertes abondantes... Certains niveaux sont plus finement micritiques, à tendance marneuse, riches en moules de pélécypodes fouisseurs et de gastropodes... Au sommet du 15e mètre de cet ensemble, des biomicrites fines, marneuses, ont livré *Collopoceras requienianum* (détermination WIEDMANN J.) tandis que 4,20 m plus haut ces mêmes faciès fins passent à une très belle formation stromatolitique épaisse de quelques cm à 25 cm.

III — 19,50 m de calcaires très bien stratifiés divisibles en :

IIIa — 10 m environ de calcaires en petits bancs ou en plaquettes à surfaces de remaniements, à rides d'oscillations, à niveaux bréchiques à structures de collapse... : calcarénites très fines, laminées, à pellets, petits gastropodes roulés, petits ostracodes... séparées par des films argileux noirs fétides, riches en matière organique.

IIIb — 10 m environ de calcaires en petits bancs réguliers à faciès dominant de calcarénites fines à moyennes (*packstone* à *grainstone* fins) où abondent les petits gastropodes roulés, les ostracodes, les serpules, ainsi que de petites oolites à une ou deux couches ambrées (FLOQUET M., 1979)... Certaines surfaces de bancs montrent des rides d'oscillations ou des perforations et ferruginisations...

IV — 50 à 60 m de calcaires très différents : mal stratifiés, sinon par une alternance à la partie inférieure de niveaux calcaires assez compacts et de niveaux calcaréo-argileux plus tendres. Les faciès sont très homogènes et composés surtout de biomicrites fines (*mudstone* à *wackestone*) gris-bleu à beige à petits débris de lamellibranches, algues vertes, petits miliolidés..., très bioturbées (nombreuses traces de terriers, débit grumeleux du calcaire) à moules de pélécypodes fouisseurs, gastropodes, échinides... Au bout de 15-20 m de ces faciès apparaissent de grandes *Pycnodonta vesicularis* ; au bout d'environ 40 m de ces faciès un niveau a fourni, associé aux *Pycnodonta, Barroisiceras* (*Basseoceras*) n. sp. cf. *colcanapi* (détermination WIEDMANN J.)...

3) L'ensemble des faciès traduit la succession des milieux suivants :

I — Plaine de marée carbonatée.

II — Milieux protégés quoique ouverts, à fonds vaseux très riches en benthos, de bathymétrie subtidale élevée à intertidale, à salinité variable : milieux oscillant entre les baies calmes peu profondes et les plaines de marée, témoignant d'une évolution transgressive par rapport à I.

IIIa — Plaine de marée carbonatée, à salinités anormales, avec émersions répétées probables, correspondant à un maximum régressif.

IIIb — Milieu à hydrodynamisme moyen à élevé, à petites barres calcarénitiques fines, probablement de la partie basse d'une plaine intertidale, correspondant au début d'une ingression marine dans la vasière inter à supratidale précédente.

IV — Milieux calmes, relativement ouverts, à salinité apparemment normale, de bathymétrie subtidale : vasière carbonatée d'étage infralittoral, traduisant l'accentuation du mouvement transgressif amorcé avec IIIb.

Source : MNHN, Paris

C — CALCAIRES DOLOMITIQUES À RUDISTES, PALÉOKARSTIFICATIONS, CALCAIRES DOLOMITIQUES À PETITS GASTROPODES, DANS LA RÉGION MÉRIDIONALE.

Coupe d'Ibdes (Pantano de la Tranquera), chaînes ibériques centrales, carte I.G.M.E. à 1/50 000 de Ateca n° 437, Lo. : 1°52'20, La. : 41°13'40" (fig. 2, C).

1) Quelques données paléontologiques antérieures et précises dans cette région concernent le Cénomanien supérieur et le Turonien inférieur (MOJICA J. et WIEDMANN J., 1977) tandis que très récemment (FLOQUET M., MÉLENDEZ A., PEDAUYE R., 1981) des analyses sédimentologiques et des reconstitutions détaillées des milieux de dépôts sont proposées pour l'ensemble de la série Crétacé supérieur, en particulier pour le Turonien et le Coniacien.

2) Au-dessus des calcaires noduleux datés du Turonien inférieur viennent (fig. 2, C) :

I — 50 m environ de calcaires dolomitiques massifs à fantômes de rudistes, pouvant montrer des mégastructures à litage oblique, corps sédimentaires à base érosive, à faciès bioclastiques grossiers (*packstone-grainstone*), à débris de rudistes, d'échinodermes, d'algues rouges, de gastropodes... quand la dolomitisation est moins intense. Certains calcaires peuvent être fins, micritiques (*mudstone*) à *bird's eyes* disséminés. Quelques niveaux moins altérés ont livré *Radiolites* sp., *Durania* sp. cf. *cornupastoris*, *Hippurites* cf. *requieni* (détermination PHILIP J.).

II — 3 m environ de calcaires moins dolomitisés formant le sommet de la falaise dolomitique précédente, composée de :

• banc massif, compact, épais de 90 cm, à stratification horizontale, à faciès bioclastique (*packstone*) à débris de lamellibranches, gastropodes, polypiers..., avec au sommet une nette surface durcie,

• niveau plus tendre, noduleux, dolomitisé, épais de 1 m, fossilifère : échinides (*Hemiaster*), pectinidés, gastropodes (*Tylostoma*), rudistes : *Apricardia* sp. et *Hippurites* cf. *requieni* (détermination PHILIP J.),

• banc compact, massif, épais d'1,20 m, à stratification horizontale, à faciès bioclastique (*packstone*) à débris de lamellibranches, polypiers, nérinées, échinodermes... se terminant par une surface perforée, ferruginisée.

III — 7 m environ de faciès entièrement dolomitisés avec la moitié inférieure très caverneuse, cargneulisée, de couleur ocre et avec la moitié supérieure plus massive à géodes de calcite à remplissage géotrope partiel de silt argileux brun-rouge.

IV — 10 à 12 m de calcaires dolomitisés, bien stratifiés en bancs réguliers, moins compacts (replat), dont les faciès les moins altérés montrent des biomicrites fines à restes de petits gastropodes roulés, à petits foraminifères, à pellets...

V — 40 m de calcaires micritiques bien stratifiés (*mudstone* à *wackestone*) parfois à pellets, petits foraminifères, ostracodes..., parfois bréchiques à cailloux noirs, parfois finement laminés (voiles algaires), parfois bioturbés, à *bird's eyes*...

3) L'ensemble des faciès traduit la succession des milieux suivants :

I — Milieu de nature récifale à barres calcarénitiques bioclastiques, progradantes sous fort hydrodynamisme, ménageant des aires relativement protégées avec des patches à rudistes, de bathymétrie subtidale élevée.

II — Milieu analogue mais moins agité et à arrêts de sédimentation correspondant à des arrêts ou ralentissements de la subsidence.

III — Dépôts probablement soumis à des émersions et ayant subi des paléokarstifications.

IV — Milieu apparemment peu profond, subtidal à intertidal, témoignant d'une impulsion transgressive très ténue.

V — Milieux intertidaux, dont la récurrence implique une subsidence notable.

Source : MNHN, Paris

D — CORRÉLATIONS SÉDIMENTOLOGIQUES, ÉVOLUTION DES ENVIRONNEMENTS BIOSÉDIMENTAIRES.

1) *Une séquence régressive commune.*

a) les derniers calcaires à rudistes (I et II) de la coupe de Nidaguila (région septentrionale) dans la suite des sédiments sous-jacents (fig. 2 A et fig. 3) témoignent d'un maximum régressif conduisant occasionnellement à l'émersion ;

b) les faciés de tidalites avec remaniements, bréchifications (IIIa) de la coupe de Hontoria del Pinar (région médiane) dans la suite des dépôts sous-jacents (II ; fig. 2 B et fig. 3), témoignent aussi d'un maximum régressif mais conduisant ici à des émersions répétées ;

c) les paléokarstifications (III) de la coupe d'Ibdes (région méridionale) au-dessus des faciès à rudistes sous-jacents (II, fig. 2 C et 3) correspondent également à un maximum régressif marqué par des émersions probablement durables.

Ces trois maxima régressifs sont mis en équivalence. Les données biostratigraphiques (cf. II et III) viennent confirmer cette équivalence :

— les faunes de rudistes en région septentrionale indiquent un âge Turonien final à Coniacien basal ;

— la découverte de *Coilopoceras requienianum* en région médiane donne un âge Turonien supérieur pour les calcaires situés sous les tidalites ;

— la reconnaissance d'*Hippurites requieni, Durania* cf. *cornupastoris* en région méridionale permet de dater aussi du Turonien supérieur les calcaires dolomitiques sous les paléokarstifications.

2) *Une séquence trangressive commune.*

a) les calcarénites à litage oblique (III) de la coupe de Nidaguila indiquent le début d'une transgression qui va s'accentuer avec les calcaires à exogyres et bryozoaires (IV) pour culminer avec les calcaires argileux et marnes à ammonites sus-jacents ;

b) les calcarénites fines à gastropodes, petites oolites... (IIIb) de la coupe de Hontoria del Pinar montrent une ingression marine qui va s'accentuer avec les calcaires à pycnodontes (IV) ;

c) les calcaires dolomitisés bien stratifiés (IV) semblent également traduire une avancée marine, ténue certes, qui se maintient par la suite, de façon précaire et marginolittorale, avec les calcaires micritiques (V).

Ces trois épisodes transgressifs sont mis en équivalence. Les données biostratigraphiques ne permettent d'attribuer un âge Coniacien inférieur à moyen (cf. III) à la transgression que dans la région septentrionale, alors qu'elles sont insuffisantes pour dater précisément le phénomène dans les autres régions.

3) *Évolution des environnements : une déformation du système littoral modulant une avancée eustatique* (fig. 3).

Presque tous les environnements reconstitués appartiennent à une même plate-forme nord-castillanne (FLOQUET M., 1978). Leur distribution est par contre variable avec :

a) Des environnements assez différents au Turonien supérieur (cf. article de ALONSO A. et FLOQUET M., dans ce même volume) mais tous impliqués dans une logique régressive, de comblement biosédimentaire :

— lagon à rudistes en région septentrionale : la plate-forme est encore ouverte sur le N, vers le bassin navarro-cantabre ;

— baies peu profondes et plaines de marée en région médiane : la plate-forme est de moins en moins sous l'influence du large vers le S ;

— barrières et biotopes à rudistes en région méridionale : la plate-forme s'ouvre aux influences des mers du SE.

b) Des environnements analogues au Turonien final-Coniacien basal, ce qui correspond au maximum de la tendance régressive : environnements sujets à émersions, ce qui implique un comblement

Source : MNHN, Paris

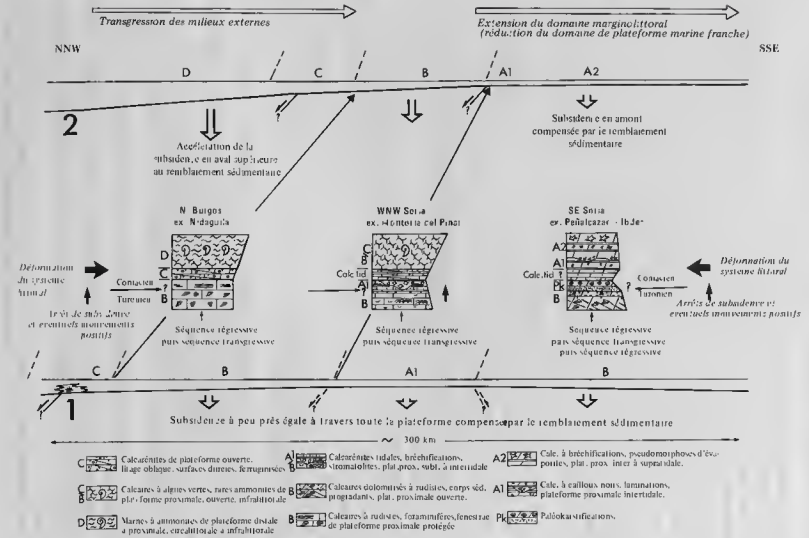


Fig. 3 - Déformation du système littoral entre Turonien (1) et Coniacien (2) en Vieille Castille

Source : MNHN, Paris

final, lié à un arrêt de la subsidence (des émersions de plus en plus caractérisées du N vers le S rendent cependant encore perceptible la polarité de la plate-forme notée précédemment).

c) Des environnements très différents au Coniacien inférieur-moyen, mais tous impliqués dans une logique trangressive :

— vasière carbonatée et terrigène, ouverte, infralittorale puis circalittorale, en région septentrionale ;

— vasière carbonatée, protégée, infralittorale, en région médiane ;

— milieux marginolittoraux en région méridionale.

Une montée eustatique d'ensemble paraît dans ce cas modulée par un rejeu de la subsidence. Le rejeu est inégal suivant les régions et plus ou moins équilibré par la sédimentation (fig. 3) :

— la subsidence est supérieure au remblaiement biosédimentaire dans les régions septentrionale et médiane, ce qui conduit à une progression des milieux externes, ouverts ;

— la subsidence est compensée par le remblaiement biosédimentaire en région méridionale, ce qui permet le maintien de conditions margino-littorales.

Le système littoral d'ensemble composant la plate-forme nord-castillanne est finalement déformé entre Turonien et Coniacien par les actions eustatique, tectonique et sédimentaire conjuguées.

II — LES FAUNES DE RUDISTES (Jean PHILIP)

A — DÉTERMINATIONS.

1) *Les rudistes de la région septentrionale* (chaînes cantabriques SW).

La partie supérieure de la barre calcaire classiquement qualifiée de turonienne a fourni dans diverses coupes de nombreux Hippuritidés et Radiolitidés aisément identifiables.

* Coupes de Nidaguila (cf. fig. 2, Éch. 15.9.78.1, M.F.) et de l'Arroyo del Molino (Éch. 6.9.78.3, M.F.).

Vaccinites gr. *rousseli-moulinsi* aff. *moulinsi* (pl. 1, a).

L'arête ligamentaire est courte et largement tronquée. L'axe de l'appareil cardinal est incliné d'une soixantaine de degrés sur l'axe de l'arête ligamentaire. L'angle compris entre l'axe de l'arête ligamentaire et l'axe du pilier E est de 100°. Diamètre intérieur antéro-postérieur de 5 cm à 8 cm. Primitifs par leurs caractères angulaires, ces échantillons montrent un certain degré d'évolution avec le raccourcissement de l'arête ligamentaire et l'augmentation de taille (jusqu'à 15-20 cm de longueur) qui les caractérisent.

On observe de telles formes dans le Turonien terminal-Coniacien basal du Bassin de Beausset en Provence, sous la zone à *Peroniceras tricarinatum*.

* Coupes de Villaescusa de Las Torres.

(Éch. 8.9.79.24, M.F.) *Vaccinites* aff. *giganteus* (d'H. Firmas), *Hippurites vasseuri* Douv., *Hippurites socialis* Douv., *Bournonia* sp., *Durania* cf. *cornupastoris* de grande taille : âge coniacien.

(Éch. 8.9.79.30, M.F.) *Hippurites socialis* Douv., cf. *Radiolites vallispetrosae* ASTRE : âge coniacien.

Hippurites vasseuri est présente dans le Coniacien basal de la coupe de G. VASSEUR sur la rive de l'Étang de Berre (J. PHILIP, 1970 ; J.-F. BABINOT et G. TRONCHETTI, 1980-1981). Notons que A. TOUCAS assimile cette forme à une variété d'*H. incisus*. La position générique d'*H. vasseuri* n'est pas très claire. H. DOUVILLÉ (1910) la rattache au genre *Hippuritella* caractérisé, on le sait, par des pores polygonaux. Dans ce cas, *H. vasseuri* pourrait être considérée comme une forme ancestrale à arête cardinale tronquée d'*Hippuritella praetoucasi*.

* Coupe de Escalada.

(Éch. 16.9.79.2, M.F.) *Hippurites vasseuri* Douv., *Medeella undaesaltus* Astre, *Biradiolites* sp. : âge coniacien (pl. 1, c, d, e).

Source : MNHN, Paris

* Coupe de Cuevalanga.

(Éch. 10.7.75.1, M.F.) *Radiolites* aff. *sauvagesi* d'H. Firmas. Cette espèce est fréquente dans le Coniacien de toute la province méditerranéenne occidentale (Provence, Sardaigne, Pyrénées).

* Coupe de Rebolledillo.

(Éch. 10.9.79.20 et 27, M.F.) *V. giganteus*, *Hippurites vasseuri* Douv., *Radiolites* sp. : âge Coniacien.

* Coupe de la Lora de Bricia.

(Éch. Lora de Bricia, coll. CIRY) *Hippurites* (*Hippuritella*) *praetoucasi* ou jeune exemplaire de *V. giganteus* : dans les deux cas d'âge coniacien.

* Coupes de Barrio-Panizares et de Valdeajos.

(Éch. Barrio-Panizares et Arroyo Valdeajos, coll. CIRY) *Vaccinites giganteus* (d'H. F.) : âge coniacien (pl. 1, b).

2) *Les rudistes de la région méridionale* (chaînes ibériques centrales).

* Coupe d'Ibdes (Pantano de la Tranquera) (cf. fig. 2, c).

(Éch. 7.8.78.1, M.F.) *Hippurites* cf. *requieni* Matheron : âge turonien supérieur ; (Éch. 7.8.78.2, M.F.) *Radiolites* sp. : même âge ; (Éch. 31.3.81.4, M.F.) *Hippurites* cf. *requieni* Math. : même âge (pl. 1, f).

* Coupe de Jaraba.

(Éch. 11.8.78.22, M.F.) *Durania* cf. *cornupastoris* : âge turonien supérieur.

B — DISCUSSION STRATIGRAPHIQUE.

Un changement lent et continu de la faune de rudistes marque la limite Turonien-Coniacien en Vieille Castille. Il se caractérise par les faits suivants :

1) Héritage d'espèces fréquentes au Turonien supérieur : il s'agit par exemple d'*Hippurites requieni* et de *Durania cornupastoris*.

2) Évolution de taxons de rang spécifique ou intraspécifique déjà bien représentés au Turonien et qui vont donner :

— soit des formes intermédiaires à caractères peu tranchés : exemples de *Vaccinites* gpe *rousseli-moulinsi* aff. *moulinsi*,

— soit des formes nouvelles qui se développeront ensuite dans le Coniacien : *Vaccinites giganteus*, *Hippurites socialis*, *Radiolites sauvagesi*,

— soit des formes nouvelles qui semblent se cantonner à cette zone de passage : il s'agit d'*Hippurites vasseuri*.

3) Apparition d'espèces ou de genres nouveaux sans filiation bien nette avec des formes turoniennes, ce qui confère un cachet original à cette zone de passage. Citons *Radiolis vallispetrosae*, et les genres *Medeella* et *Bournonia*.

Ces faits ne sont pas propres à la Vieille Castille. Ils ont été mentionnés également en Provence (PHILIP, 1970). Dans cette région, le passage du Turonien au Coniacien dans les plates-formes carbonatées à rudistes s'effectue suivant les mêmes modalités et intéresse sensiblement les mêmes formes de rudistes.

Récemment, ce problème a fait l'objet d'une analyse biostratigraphique basée sur les ammonites (COLLIGNON *et al.*, 1979) et sur la microfaune (BABINOT et TRONCHETTI 1980 et 1981). En Provence, la limite Turonien-Coniacien est également marquée par des changements paléogéographiques qui se traduisent notamment par un affaissement des plates-formes carbonatées et par l'instauration d'une sédimentation terrigène à caractères de bassin peu profond (PHILIP, 1970).

Dans la province méditerranéenne occidentale, la limite Turonien-Coniacien est donc caractérisée par des changements paléogéographiques et des modifications faunistiques dont les rudistes portent témoignage.

Source : MNHN, Paris

Ces modifications faunistiques n'ont pas le caractère tranché de celles qui accompagnent le passage Cénomanien-Turonien (PHILIP, 1978). Rappelons en effet que la limite Cénomanien-Turonien est caractérisée notamment par l'apparition de la famille des Hippuritidés et la disparition de tous les genres cénomaniens de la famille des Caprinidés. Au passage Turonien-Coniacien les changements se produisent à un rang inférieur, celui de l'espèce, plus rarement celui du genre. Il est logique de supposer qu'un lien de cause à effet existe entre les changements physiques qui affectent les plates-formes carbonatées et les modifications subies par la communauté à rudistes. En fait, comme nous l'avons montré par ailleurs (PHILIP, 1981) les modifications de l'environnement ne semblent pas influer directement sur la biologie du groupe et ne paraissent pas particulièrement favoriser l'éclosion de formes nouvelles. Par contre, si les conditions de l'environnement deviennent défavorables aux rudistes, elles peuvent conduire à la disparition de formes sténotypiques. La disparition du genre *Durania* au Coniacien peut trouver une telle explication. Quant au renouvellement faunistique, il pourrait être dû au changement du régime des courants lié à la nouvelle configuration des plates-formes et à l'oscillation eustatique positive qui caractérise le Coniacien.

III — LES FAUNES D'AMMONITES (Jost WIEDMANN)

A — DANS LA RÉGION SEPTENTRIONALE (chaînes cantabriques SW).

La barre du « Turonien supérieur » partout visible dans les chaînes cantabriques SW n'a jusqu'à présent pas fourni d'ammonites susceptibles de lui donner une datation exacte. Nous avons en fait déjà décrit (WIEDMANN, 1959, p. 719) *Romaniceras deverianum* (d'ORB.) et *Pachydesmoceras denisonianum* (STOL.) dans la partie tout à fait basale de cette barre dans la vallée du rio Nela (voir aussi article d'ALONSO A. et FLOQUET M. dans ce même volume, coupe de Puentedey). Nous avons aussi décrit *Reesideoceras* cf. *camerounense* BASSE, *Texasia cf. iberiensis* (BASSE), *Barroisiceras* sp., *Gauthiericeras margae* (SCHLÜT.) et *Peroniceras westphalicum* (SCHLÜT.) dans sa partie terminale dans la vallée de Losa (*op. cit.*, p. 718).

Ces faunes signifient que, pour plusieurs coupes dans les chaînes centabriques SW, la « barre à rudistes » peut être datée du Turonien supérieur déjà élevé et du Coniacien inférieur (et moyen basal ?).

Cependant, cette barre n'est pas forcément synchrone partout : à Teradillos de Sedano (à proximité de Nidaguila, cf. fig. 2, A), par exemple, la barre à rudistes est directement surmontée par des calcaires argileux et marnes à ammonites du Coniacien inférieur : *Tissotioides haplophyllus* (REDTENB.), *T. crassus* (CIRY), *Metatissotia robini* (THIOLL.)... (WIEDMANN, 1979, p. 199-201).

D'autre part, des changements de faciès ne sont pas à exclure : dans la région d'Estella plus à l'E, par exemple, la barre n'existe plus.

Quelques nouvelles récoltes (FLOQUET M.) apportent des données supplémentaires au problème :

1) La partie inférieure de la barre calcaire, soit environ 60 m sous le sommet de la barre marqué par les surfaces ferruginisées avant le changement sédimentaire, a livré pour la première fois *Coilopoceras requienianum* (d'ORB.) (Éch. 9.8.80.1, M.F., Moradillo del Castillo). C'est une espèce caractéristique du Turonien supérieur de l'Europe et de l'Afrique.

2) Les calcaires argileux glauconieux surmontant la barre calcaire ont livré dans la coupe de Humada, à environ 10 m au-dessus de la surface ferruginisée clôturant la sédimentation à rudistes, *Texasia iberiensis* BASSE (Éch. 18.7.75.18, M.F.) (pl. 2, b) et à environ 13 m au-dessus de la même surface *Reesideoceras nicklesi* (de GROSSOUVRE) (Éch. 18.7.75.20, M.F.). C'est une association du Coniacien III (WIEDMANN, 1959, 1964) ou Coniacien moyen, association typique du SW de l'Europe.

3) La présence de *Tissotia slizewiczi* FALLOT, à environ 12 m au-dessus de la même surface ferruginisée d'extension régionale, dans une autre coupe (Hoyos, Éch. 12.7.75.17, M.F.) indiquerait la partie inférieure du Coniacien moyen.

Source : MNHN, Paris

En conclusion, dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas impossible que les modifications biosédimentaires majeures marquées par le passage des calcaires à rudistes aux marnes à ammonites soient d'âge Coniacien inférieur. La partie supérieure de la barre à rudistes pourrait être déjà d'âge Coniacien basal.

B — DANS LA RÉGION MÉDIANE (chaînes ibériques N).

Dans les chaînes ibériques N, il n'existe plus véritablement de barre bien individualisée mais un ensemble de calcaires bien stratifiés plus ou moins argileux surmontant un complexe marneux et calcaréo-argileux, épais de 30 à 40 m, qui offre une succession assez complète de faunes du Turonien inférieur et moyen (WIEDMANN, 1959, 1964, 1975 ; WIEDMANN et KAUFFMAN, 1978).

Aucune ammonite du Turonien supérieur, ni du Coniacien inférieur n'a été trouvée dans les calcaires et il faut monter 80 à 100 m au-dessus des derniers niveaux à ammonites du Turonien moyen pour trouver de nouveaux gisements à ammonites, d'âge Coniacien moyen à supérieur. Une intercalation marneuse a, par exemple, livré vers Hortezuelos au S de Santo Domingo de Silos une association à *Hemitissotia celtiberica* WIEDMANN., *Plesiotissotia dullai* KARR., *Reesideoceras nicklesi* (de GROSS.), *R.* cf. *gallicum* BASSE et *Gauthiericeras* sp. (WIEDMANN, 1975, p. 141), association caractéristique de la limite Coniacien moyen-supérieur.

De nouvelles récoltes (FLOQUET N. et M.) permettent de compléter la biostratigraphie locale :

1) Les calcaires ont livré pour la première fois, à environ 23 m au-dessus des derniers faciès marneux du Turonien moyen (cf. fig. 2, B) à Hontoria del Pinar (Éch. 6.9.79.5, M.F.), *Collopoceras requienianum* (d'ORB.) (pl. 2, a), caractéristique du Turonien supérieur de l'Europe et de l'Afrique. Ce spécimen, comme celui de Moradillo del Castillo des chaînes cantabriques SW, est identique au type de d'ORBIGNY (1841, pl. 93) et aux formes d'Uchaux (ROMAN et MAZERAN, 1913) ainsi qu'à la variété *altesellata* de COLLIGNON (1965, fig. 1688-1690) de Madagascar.

2) Les calcaires, environ 80 m au-dessus du gisement à *Collopoceras* ou 40 m au-dessus des calcarénites bien stratifiées (111b du ch. I), ont livré une autre faune jusqu'à présent monotypique de *Barroisiceras* (*Basseoceras*) n. sp. cf. *colcanapi* COLLIGNON (coupe de Hontoria del Pinar, Éch. 7.9.78.30, M.F.). Cette espèce est également présente, en position équivalente, dans la coupe de Barbadillo del Mercado-Enebral (Éch. 31.7.75.4 et 31.7.75.7, M.F.). Les spécimens diffèrent en plusieurs aspects de l'espèce de COLLIGNON qui a été interprétée comme espèce du Coniacien supérieur. Jusqu'à présent le genre est restreint à Madagascar. L'espèce nouvelle des chaînes ibériques N est considérée comme représentative de la partie supérieure du Coniacien moyen. La faune décrite par WIEDMANN (1975, p. 141, fig. 4) provenant d'Hortezuelos est à peu près du même âge ou un peu plus jeune par la présence d'*Hemitissotia* et de *Plesiotissotia*.

En conclusion, il y a encore absence de toute faune d'ammonites du Coniacien inférieur (Coniacien I et II de WIEDMANN à *Tissotioides* et *Reymentoceras*) dans les chaînes ibériques N. Ces faunes sont sans doute à rechercher dans les calcaires très bien stratifiés (III du ch. II) et les calcaires noduleux (IV du ch. II) mais les faciès de tidalites rendent aléatoire leur découverte. Rien ne s'oppose, finalement, aux corrélations sédimentologiques proposées avec les séries des chaînes cantabriques SW et à attribuer au changement de cycle biosédimentaire un âge coniacien inférieur.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

La succession des dépôts, le remplacement des faunes de rudistes par les faunes d'ammonites entre Turonien et Coniacien traduisent tous les modifications majeures dans la nature et la répartition des environnements de la plate-forme nord-castillanne. Elles correspondent à la fin du cycle cénomano-turonien marquée par une régression généralisée au Turonien final-Coniacien basal et au début du cycle sénonien marqué par une transgression importante d'âge coniacien inférieur-moyen. Des mouvements

Source : MNHN, Paris

épirogéniques locaux : arrêts de subsidence suivis de rejeux négatifs d'inégales valeurs modulent le rôle de l'eustatisme et induisent la nouvelle configuration de la plate-forme. De tels événements : réorganisation des plates-formes, oscillation eustatique positive, entre Turonien et Coniacien, ne sont pas propres à la Vieille Castille : ils sont à comparer avec des phénomènes analogues connus dans de nombreuses autres régions mésogéennes.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALONSO MILLAN A. (1981). — El Cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema central). Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Geologicas de la Universidad Complutense, Madrid, 330 p.

BABINOT J. F. (1980). — Les Ostracodes du Crétacé supérieur de Provence. Thèse Marseille. *Trav. Lab. Géol. Hist. et Pal.*, n° 10, 3 tomes.

CANTOS FIGUEROLA J. et TARGHETTA J. B. (1952). — Explicación de la Hoja 167 : Montorio (Burgos). *Mapa geol. España*, 1/50 000, 42 p.

CIRY R. (1940). — Étude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, Léon et Santander. Thèse Fac. Sc. Paris, et *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 74, 519 p.

COLLIGNON M., CREGUT E., FABRE-TAXY S., PHILIP J., TRONCHETTI G. (1979). — Ammonites du Coniacien de Provence. *Géol. Médit.*, t. VI, n° 3, p. 385-394.

DE AVARADO A., LÓPEZ DE AZCONA J. M. et BARRÓN L. (1946). — Explicación de la Hoja 135 : Sedano. *Mapa geol. España*, 1/50 000, 38 p.

FEUILLÉE P., FLOQUET M., RAT P. (1980). — Trangressions, régressions et migrations de systèmes sédimentaires (exemples dans le Crétacé supérieur du Nord-Est de la Meseta ibérique). *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 3, p. 77-80.

FLOQUET M. (1978). — La sédimentation de plate-forme au Crétacé supérieur dans la Vieille Castille (Espagne) : évolution verticale, variation horizontale : implications paléogéographiques. *Bull. S.G.F.*, T. XX, n° 5, p. 779-783.

FLOQUET M. (1979a). — Itinéraire géologique et aspects paléontologiques, sédimentologiques du Crétacé moyen dans la région de Santo Domingo de Silos. *Cuadernos de Geologia Ibérica*, vol. 5, p. 227-240.

FLOQUET M. (1979b). — Corrélations sédimentologiques hypothétiques entre carbonates de plate-forme et confirmation paléontologique : exemple entre Turonien et Coniacien en Vieille Castille (Espagne). *VII^e Réunion ann. Sc. Terre*, Lyon, p. 192, livre en dépôt à la S.G.F.

FLOQUET M., MELENDEZ A., PEDAUYE R. (1981). — El Cretácico superior de la region de Alhama de Aragon (borde septentrional de la Rama Castellana, cordillera Ibérica). Libro Guia de Jornadas de Campo del grupo español del Mesozoico, 23-26 Junio 1981, p. 166-207, Universidad de Zaragoza.

FLOQUET M. (sous presse, 1981). — Transgressions-régressions et eustatisme — tectonique — sédimentation sur la plate-forme nord-castillanne du Crétacé supérieur (régions ibérico-cantabriques, Espagne). *N. Jhb. Abh.*

MELENDEZ HEVIA A., PEDAUYE R. (1980). — Estudio de las facies carbonatadas del Cretácico superior de la region de Nuevalos (Provincia de Zaragoza). *Resúmen de communicacion, IX Congreso Nacional de Sedimentòlogia, Salamanca, Octubre 1980*, p. 120, publicacion en prensa.

MOJICA J. et WIEDMANN J. (1977). — Kreide-Entwicklung und Cenomanien/Turonien-Grenze der mittleren Keltiberischen Ketten bei Nuevalos (Prov. Zaragoza, Spanien). *Eclogae geol. Helv.*, vol. 70/3, p. 739-759.

PHILIP J. (1970). — Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. Thèse Marseille, 438 p. Résumé in *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.*, 2^e sér., n° 3, p. 107-151, 1974.

PHILIP J. (1978). — Stratigraphie et Paléoécologie des formations à rudistes du Cénomanien. L'exemple de la Provence. *Géol. Méditerranéenne*, t. 5, n° 1, p. 155-168.

PHILIP J. (1981). — Les rudistes du Crétacé moyen de la province méditerranéenne occidentale. Évolution, paléoécologie, paléobiogéographie. Sous presse, in *Cretaceous Research*, vol. 2.

RÍOS GARCÍA J. M., QUINTERO AMADOR D. I. et TRIGUEROS MOLINA D. E. (1956). — Explicación de la Hoja 348 : Fuentearmegil (Soria), *Mapa geol. España*, 1/50 000, 51 p.

RÍOS GARCÍA J. M., QUINTERO AMADOR D. I. et TRIGUEROS MOLINA D. E. (1956) — Explicación de la Hoja 349 : Cabrejas del Pinar (Soria). *Mapa geol España*, 1/50 000, 55 p.

Source : MNHN, Paris

SAN MIGUEL DE LA CAMARA M. (1950). — Mapa Geologico de España. Explicación de la Hoja n° 314 : Cilleruelo de Abajo (Burgos). *Inst. Geol. Min. España*, p. 5-78.

TRONCHETTI G. (1981). — Les foraminifères crétacés de Provence. Thèse Marseille. *Trav. Lab. Géol. Hist. et Pal.*, n° 12, 3 tomes.

VALLADARES I. (1976). — Sedimentològia del Juràssico y Cretácico al Sur de la Sierra de la Demanda (Provincias de Burgos y Soria). Resumen de Tesis. *Acta Salamanticensia*, Curso 1975-1976, Salamanca.

VALLADARES I. (1976). — Estratigrafía del Cretácio superior calcáreo en el borde occidental de la Cuenca de Cameros (Burgos-Soria). *Studia Geol.*, Salamanca, XI, p. 93-108.

WIEDMANN J. (1959). — Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses céphalopodes, *C. R. 84e Congr. Soc. Savantes Paris et Departm., Dijon, 1959, sect. Sci. sous sect. Géol.*, 704-764 ; réédit. (1964), *Est. Geol.*, vol. XX, n° 1-2, p. 107-148.

WIEDMANN J., (1975). — Subdivisiones y precisiones biostratigráficas en el Cretácico superior de las Cadenas Celtibéricas. *Actas 1° Symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica* (Reunion de Campo sobre el Cretácico de la Serrania de Cuenca, 9-12 sept. 1974), Cuenca.

WIEDMANN J. (1979). — Itinéraire géologique à travers le Crétacé moyen des Chaînes Vascogotiques et Celtibériques (Espagne du Nord). *Cuadernos Geologia Ibérica*, vol. 5, p. 127-214.

WIEDMANN J., KAUFFMAN E. G. (1978) — Mid Cretaceous biostratigraphy of Northern Spain. *Contr. Mid. Cretaceous Events*, Nice, *Ann. Mus. Hist. nat.*, Nice, 1978.

Source : MNHN, Paris

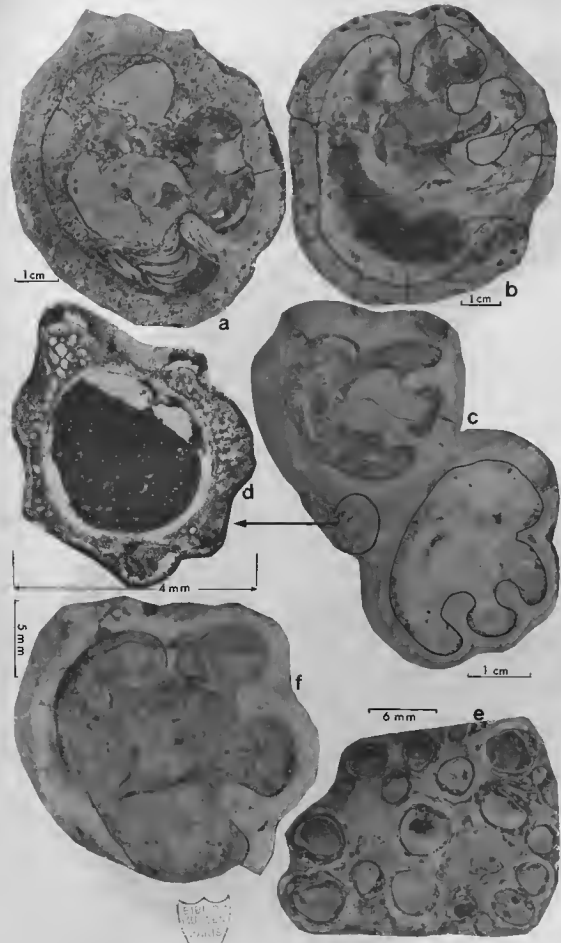


PLANCHE 1. — Rudistes du Turonien supérieur et du passage Turonien-Coniacien de Vieille Castille.

a. *Vaccinites* gr. *rousseli-moulinsi* aff. *moulinsi* (Éch. 15.9.78.1, M.F., cf. fig. 2, A, coupe de Nidaguila) ; b. *Vaccinites giganteus* (d'H. Firmas) (Éch. Arroyo Valdeajos, coll. Cuvy) ; c. *Hippurites vasseuri* Douv. (Éch. 16.9.79.2, M.F.) ; d. *Medeella undaesaltus* Astre (même échantillon que c) ; e. *Medeella undaesaltus* Astre et *Biradiolites* sp. (Éch. 16.9.79.2, M.F.) ; f. *Hippurites* cf. *requieni* (Éch. 31.3.81.4, M.F., cf. fig. 2, C, coupe d'Ibdes).

Source : MNHN, Paris

PLANCHE 2. — Ammonites du Turonien supérieur et du Coniacien moyen de Vieille Castille.

a. *Coilopoceras requienianum* (d'ORB.) (Éch. 6.9.78.5, M.F., cf. fig. 2, B, coupe de Hontoria del Pinar) ; b. *Texasia iberiensis* BASSE (Éch. 18.7.75.18, M.F., coupe de Humada, cf. ch. III, A, 2). Les deux ammonites sont figurées grandeur nature.

Source : MNHN, Paris

ASPECTS DE LA MARGE IBÉRO-CANTABRIQUE AU TURONIEN

PAR

Maurice AMIOT *, Marc FLOQUET *, Bernard MATHEY *

Résumé :

Trois domaines de sédimentation bien distincts se succèdent du SSW au NNE sur la marge ibéro-cantabrique au Turonien : une plate-forme proximale, une plate-forme distale, une zone marine profonde. Les limites entre ces domaines correspondent à des accidents tectoniques. Leur jeu différentiel, particulièrement sensible à partir du Turonien moyen, explique le comportement propre à chaque domaine ainsi que les variations de nature et d'épaisseur des sédiments. De tels accidents résultent d'une évolution en distension de la marge, en rapport avec l'ouverture du golfe de Gascogne.

ASPECTS OF THE IBERO-CANTABRIAN MARGIN DURING THE TURONIAN

Abstract :

Three well distinct areas of sedimentation follow each other from SSW to NNE in the ibero-cantabrian margin during the Turonian : a proximal platform, a distal platform and a deeper marine zone. The limits between these areas are formed by faults. Their differential play, especially apparent from Middle Turonian onwards, explains the particular behaviour of the areas and the variations in kind and thickness of the deposits. Such accidents result from the distensive evolution of the margin connected with the opening of the Bay of Biscay.

Le Turonien basco-cantabrique et ibérique nord est aujourd'hui assez bien connu sous ses aspects paléontologiques et biostratigraphiques. Il l'est moins du point de vue sédimentologique et en ce qui concerne la nature de ses principaux environnements. Sans vouloir donner une analyse exhaustive, cet article propose une reconstitution des principaux domaines de sédimentation et de leurs rapports. Pour cela, une succession de coupes représentatives est présentée suivant une transversale, qui s'étend sur environ 200 km depuis les montagnes de Vieille Castille jusqu'au golfe de Gascogne (fig. 1).

Trois domaines de sédimentation sont bien individualisés au Turonien (ainsi que pour la majeure partie du Crétacé supérieur) dans la région ibéro-cantabrique. Du SSW au NNE se succèdent :

— une plate-forme proximale plus ou moins ouverte, à dépôts peu épais, très étendue vers le S (Chaînes cantabriques SW, Chaînes ibériques N, bordure N du système central). Elle est qualifiée de plate-forme castillanne (CIRY R. *et al.*,1967) ou de nord-castillanne (FLOQUET M., 1978) ;

* Institut des Sciences de la Terre, L.A. CNRS n° 157, Université de Dijon, 6, boulevard Gabriel - 21100 Dijon, France.

Source : MNHN, Paris

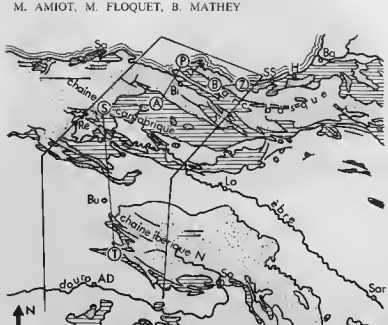


FIG. 1. — Situation de la région étudiée et emplacement des coupes : T. Tejada. S. Pedrosa-Santelices. A. Arcenlega. P. Plencia. B. Barinaga. Z. Zumaya.

Repères géographiques :
A. D. Aranga de Ducro.
Ba. Bayonne. Bl. Bilbao.
Bu. Burgos. H. Hendaye.
Lo. Logreño. Re. Reinosa.
Sa. santader. Sar. Saragosse.
Se. Ségovie. So. Soria.
S. S. Saint Sébastien.

— une plate-forme distale à dépôts au contraire très épais (bassin subsident navarro-cantabre ; CIRY R., 1940, FEUILLÉE P., 1967 ; ...), beaucoup plus étroite (N de la province de Burgos) ;

— une zone marine plus profonde à dépôts peu épais mais accompagnés de venues magmatiques localement importantes, étroite également (provinces de Biscaye et du Guipuzcoa p.p.).

I. — LA PLATE-FORME PROXIMALE (M. FLOQUET)

Deux coupes seulement sont analysées dans leurs grands traits biosédimentaires. Distantes de 120 km, elles suffisent pour donner une image des milieux, de l'étendue et de l'évolution de la plate-forme proximale (pour une représentation plus complète, se reporter aux articles de ALONSO A. et FLOQUET M., ainsi que de FLOQUET M., PHILIP J., WIEDMANN J., dans ce même volume).

COUPE DE TEJADA (T sur fig. 1 et fig. 2).

Localisation : Chaînes ibériques nord, province de Burgos, feuille I.G.M.E. à 1/50 000e n° 314, Lo. : 0°08', La. : 41°57'20".

Principaux faciès et milieux : de bas en haut (les numéros correspondent à ceux de la fig. 2) :

1 — 1,50 à 1,70 m de calcaires plus ou moins argileux noduleux, micritiques bioclastiques (*wackestone*), en ressaut au-dessus de 4 m de faciès argilo-sableux et marneux faisant transition avec les sables et grès colorés à litage oblique en cuiller, à disposition entrecroisée, qui forment le substratum de la série marine Crétacé supérieur. Les calcaires sont fossilifères : *Exogyra flabellata, E. pseudoafricana, E. columba, Hemiaster,* térébratules, algues vertes et *Eucalycoceras* gr. *spathi* qui indique le Cénomanien supérieur.

Ces calcaires traduisent une apparition rapide, au-dessus de milieux continentaux, de milieux de plate-forme ouverte mais peu profonde (subtidal élevé, dans la zone photique, étage infralittoral au sens de PICARD, 1967).

Source : MNHN, Paris

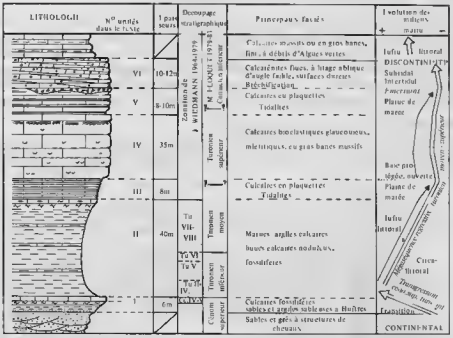


Fig. 2. — Coupe de Tejada.

II — 40 m environ de marnes, argiles calcaires, calcaires argileux noduleux, gris-bleu formant un replat marqué. Les fossiles sont très abondants : nombreux lamellibranches, échinodermes, bryozoaires, gastropodes et ammonites indiquant un âge Turonien inférieur et moyen (WIEDMANN J., 1959, 1975, 1979 ; FLOQUET M., 1979b).

Ces faciès montrent l'accentuation du mouvement transgressif précédent sur une plate-forme encore plus ouverte mais pas forcément plus profonde. Les importants apports terrigènes ont cependant pu conduire de l'étage infralittoral à l'étage circalittoral.

III — 6 à 8 m de calcaires en plaquettes à faciès caractéristiques de tidalites. Ils témoignent de milieux de plaine de marée.

IV — 30 à 35 m de calcaires micritiques (*wackestone-packstone*) bioclastiques (débris de lamellibranches, gastropodes, échinodermes, algues vertes...) glauconieux, avec un niveau stromatolitique. Leur âge est Turonien supérieur.

Ils témoignent de milieux de plate-forme protégée, peu profonde : subtidale à la limite de l'émersion.

V — 8 à 10 m de faciès très bien stratifiés, en plaquettes, à diverses figures de remaniement, de bréchification...

Ces faciès, d'âge Turonien supérieur à Coniacien basal, sont caractéristiques de plaine de marée et de milieux supratidaux.

VI — 10 m environ de calcarénites fines bien stratifiées en petits bancs, oolitiques, lithoclastiques, à gastropodes et ostracodes roulés, à litage oblique d'angle faible à moyen...

Ces calcarénites, probablement d'âge Coniacien inférieur, correspondent à la partie basse de plaines de marée, souvent immergées, à hydrodynamisme sensible.

Les derniers bancs calcarénitiques portent diverses surfaces perforées, légèrement ferruginisées et sont surmontés par des calcaires bien différents : micritiques finement bioclastiques (*mudstone* à *wackestone*) témoignant de milieux à nouveau plus profonds (subtidal, étage infralittoral) et correspondant au début d'un autre cycle sédimentaire.

Source : MNHN, Paris

COUPE DE PEDROSA-SANTELICES (S sur fig. 1 et 6 et fig. 3).

Localisation : Chaînes cantabriques SW, province de Burgos, feuille I.G.M.E. à 1/50 000e de Espinosa de Los Monteros, n° 84, Lo. : 0°03'20" à 0°03', La. : 43°00'25" à 43°. La partie inférieure de la coupe a été levée au S du village de Pedrosa dans la tranchée de la voie ferrée « La Robla » (km 218). La partie supérieure de la coupe a été levée à partir du viaduc à l'E de Santelices en montant à la croix sur la falaise qui domine le village. Les affleurements de la voie ferrée de Pedrosa ont déjà été l'objet d'un découpage biostratigraphique détaillé (WIEDMANN, 1959, 1979).

Principaux faciès et milieux : de bas en haut :

1 — Une nette surface ferruginisée, perforée, recouvre les derniers faciès calcaires compacts du Cénomanien ici calcarénitiques à litage oblique, riches en foraminifères benthiques (lituolidés, valvulinidés, miliolidés...).

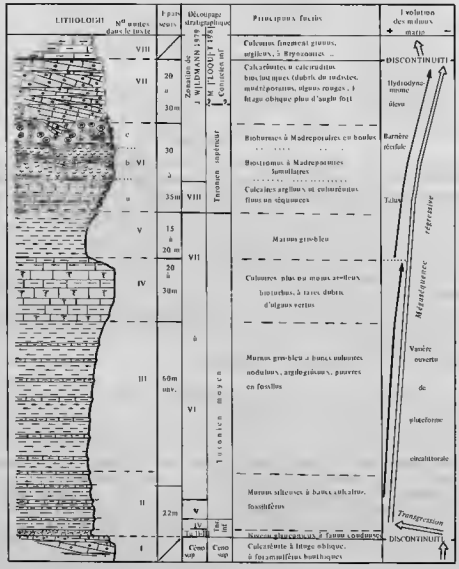


FIG. 3. — Coupe de Pedrosa-Santelices.

Source : MNHN, Paris

II — 20 à 25 m de marnes gris bleu finement gréseuses entrecoupées de bancs de calcaires ou calcaires argileux micritiques (*mudstone*). L'ensemble est très fossilifère : lamellibranches dont des inocérames, gastropodes, petites rhynchonelles et térébratules, échinides, ammonites. À l'extrême base, un niveau marno-gréseux très glauconieux montre une condensation de faune. Les ammonites indiquent un âge Turonien inférieur à moyen (zones I1 à VI de WIEDMANN J., 1979).

Ces marnes fossilifères expriment, par dessus les milieux peu profonds de plate-forme à hydrodynamisme élevé du Cénomanien et après une discontinuité bio-sédimentaire, l'apparition brusque de milieux nettement plus profonds, calmes, de plate-forme ouverte, probablement dans l'étage circalittoral.

III — 60 m environ de marnes et argiles calcaires gris-bleu entrecoupées de bancs calcaréo-argileux, noduleux affleurant relativement mal, moins fossilifères : avec quelques *Hemiaster* et ammonites, d'âge Turonien moyen.

Ces faciès témoignent de la persistance des milieux précédents circalittoraux.

IV — 20 à 30 m de calcaires fins, compacts, formant une barre nette en topographie, légèrement bioclastiques, très bioturbés... pouvant indiquer une légère diminution bathymétrique (passage à l'étage infralittoral).

V — 15 à 20 m de marnes gris-bleu, pauvres en fossiles, affleurant mal (talus d'éboulis), correspondant à une recrudescence des apports terrigènes dans des milieux analogues aux précédents.

Les calcaires bioturbés (IV) et les marnes (V) sont d'âge Turonien moyen (corrélation avec la coupe voisine de Puentedey) (WIEDMANN J., 1979 ; ALONSO A. et FLOQUET M. dans ce même volume).

VI — 30 à 35 m de calcaires compacts, formant la falaise qui surmonte Santelices et la vallée du rio Nela, composés de :

a) 10 à 15 m de calcaires fins, micritiques à finement grenus (*wackestone* à *packstone* fin) disposés en séquences élémentaires de nature klupfélienne [calcaires argileux à la base, puis calcaires fins (*wackestone*) à stratification horizontale peu nette, et calcaires grenus (*packstone* fin ou *micrograinstone*) bien stratifiés en bancs parfois à litage oblique d'angle faible au sommet].

b) 10 à 12 m de calcaires en grandes strates ondulantes correspondant à deux biostromes à madréporaires lamellaires. Chaque biostrome, épais de 3 à 5 m, est caractérisé par une forme légèrement lenticulaire (tendant vers une disposition en bioherme) avec tous les polypiers en position de vie. Les bioconstructions sont séparées par 1 à 3 m de faciés bioclastique plus ou moins grossier.

c) 8 m environ de calcaires à madréporaires disposés en biohermes. Les madréporaires sont presque tous en boules, emballés dans une matrice bioclastique grossière. Les biohermes possèdent des talus inclinés jusqu'à 30-45° et sont séparés par des faciès très bréchoïdes à madréporaires en débris, pêle-mêle.

VII — 20 à 30 m de calcaires affleurant en plateau sur le revers de la falaise : calcarénites à calcirudites à débris de madréporaires, rudistes..., à litage oblique marqué.

Ces calcaires à madréporaires (VI et VII), d'âge Turonien supérieur à Coniacien inférieur, traduisent le passage des milieux de vasières externes de basse énergie précédents à des milieux de haute énergie nettement moins profonds. Ce passage débute par des séquences élémentaires (a) de nature klupfélienne à hydrodynamisme croissant, à bathymétrie décroissante, qui ne sont que des répliques de la mégaséquence de nature klupfélienne que constitue l'ensemble de la série turonienne (s.l.). Les biostromes à polypiers lamellaires (b) correspondent à la colonisation de fonds encore mous sous un hydrodynamisme moyen, tandis que les biohermes à polypiers en boules indiquent un fond stabilisé sous un hydrodynamisme plus élevé. Les calcarénites grossières (c) témoignent enfin de milieux très peu profonds, à hydrodynamisme trop fort pour permettre la persistance des bioconstructions.

VIII — Des calcaires très différents, finement grenus (*packstone*), légèrement argileux et glauconieux, à bryozoaires, ammonites... d'âge Coniacien inférieur-moyen marquent un net changement dans l'évolution des milieux : ils traduisent une phase transgressive et correspondent au début d'un nouveau cycle.

Source : MNHN, Paris

ÉVOLUTION DE LA PLATE-FORME PROXIMALE.

L'analyse des coupes traduit à la fois des différenciations sur la plate-forme et une certaine homogénéité dans son évolution.

Différenciations.

a) — *Subsidence inégale :* d'après la différence d'épaisseur, 90 m environ à Tejada, 200 m environ à Santelices, le jeu de la subsidence est plus net au N en plate-forme ouverte qu'au S en plate-forme protégée.

b) — *Milieux très divers :* — milieux ouverts sur le large au N (en communication avec le bassin navarro-cantabre) : vasières externes à faune pélagique importante (ammonites, foraminifères pélagiques...) et riche en benthos (oursins irréguliers, gastéropodes, pélécypodes divers dont des inocérames...), puis barrière récifale à madréporaires ;

— milieux de plus en plus protégés (proximaux), vers le S : lagons à Rudistes, baies abritées, plaines de marée carbonatées, terrigènes ou mixtes...

Les différences de jeu de subsidence et de nature des milieux semblent se répartir de part et d'autre de seuils : *seuil du Douro* entre plate-forme terrigène et plate-forme carbonatée, *seuil de l'Ebre* entre plates-formes proximale et distale (cf. article d'ALONSO et FLOQUET dans ce volume).

Homogénéité.

a) — *Un même cycle transgression-régression :* la séquence transgressive est sensible partout au même moment : Turonien inférieur à moyen. Elle prolonge le mouvement amorcé au Cénomanien. Elle conduit à des milieux de plate-forme presque partout semblables : infralittoraux à circalittoraux, recevant d'importants apports terrigènes plus ou moins fins.

La mégaséquence régressive débute au Turonien moyen à supérieur. Elle conduit sur l'ensemble de la plate-forme à des milieux très peu profonds, voire à l'émersion, à sédimentation carbonatée vers le N et à dépôts terrigènes grossiers vers le S (ALONSO, 1981).

b) — *Synchronisme de la subsidence :* la subsidence est faible ou nulle au Turonien inférieur (zones I à IV de WIEDMANN, 1979) : 8-10 m de sédiments à Tejada, 8 m à Santelices. La série Turonien inférieur à moyen de Tejada constitue une *séquence de comblement*, conduisant de milieux relativement profonds (—50 à —100 m ?) à l'émersion, avec 40 m de dépôts environ.

La subsidence est forte au Turonien moyen-supérieur (avec un jeu particulièrement sensible au Turonien moyen, zone VI-VII de WIEDMANN, 1979). La série Turonien supérieur de Tejada est composée de 50 m de faciès pour la plupart déposés à la limite de l'émersion.

c) — *Une discontinuité finale :* la fin du cycle au sommet de la mégaséquence régressive du Turonien supérieur (à Coniacien inférieur : cf. article de FLOQUET, PHILIP, WIEDMANN dans ce volume) est marquée partout par une discontinuité majeure : surfaces ferruginisées, perforées ou faciès de tidalites et même émersions. Un arrêt ou un ralentissement de la subsidence paraît général.

II. — LA PLATE-FORME DISTALE (M. AMIOT)

Aux faciès très variés du Cénomano-turonien sur la plate-forme proximale, s'oppose la série très homogène qui se développe au pied de la région des Losas, depuis le diapir de Gayangos-Salinas de Rosio jusqu'à celui de Murguia. La transition est rapide et n'excède pas 1 km.

Source : MNHN, Paris

COUPE D'ARCENIEGA À LA PEÑA DE ANGULO (A sur les fig. 1 et 6 et fig. 4).

Localisation : route de Bilbao à Oña, km 45 à 33, feuille I.G.M.E. à 1/50 000e Villasana de Mena (n° 85).

Principaux faciès et milieux : sur le Cénomanien terminal marneux à *Rotalipora cushmani* et *Praeglobotruncana stephani* (FEUILLÉE 1967), la série turonienne monoclinale dessine trois ressauts avant les falaises de la Peña de Angulo. La coupe s'établit ainsi de bas en haut (les chiffres renvoient à ceux de la fig. 4) :

I — Marnes feuilletées coupées de bancs de calcaires argileux très riches en *Stomiosphaera sphaerica*, grosses globigérines, etc...

II — Alternances graduellement plus calcaires par augmentation de l'épaisseur et du nombre des bancs carbonatés, les passées marneuses fournissant *Whiteinella praehelvetica.* Au sommet qui forme une cuesta bien marquée (cote 692, Tablas), l'alternance se fait avec des biosparites riches en miliolés, bryozoaires, petits gastropodes et fragments de lamellibranches roulés.

Cette faune, bien connue plus au Sud, caractérise les bordures externes de la plate-forme proximale. Mais elle est ici très roulée, transportée et alterne avec des foraminifères pélagiques. L'alternance correspond donc à des dépôts progradants de plate-forme proximale en plate-forme distale.

III — Série essentiellement marneuse où apparaissent les premières *W. helvetica* et *Inoceramus labiatus.* Elle a fourni à Menoyo à 7 km au SE *Mammites* sp. (LAMOLDA, 1979). Nous serions ici dans la zone IV du Turonien de WIEDMANN (1959 et 1964), partie supérieure du Turonien inférieur (WIEDMANN et KAUFFMAN, 1978). Celui-ci n'est ainsi représenté que par 250 m de sédiments sur près de 1 300 m qui peuvent être attribués au Turonien.

IV — Alternances de calcaires argileux et de marnes à *W. helvetica.* L'augmentation de la fréquence des bancs calcaires donne un ressaut peu marqué où s'observent des biosparites analogues à II.

V — VI — VII — Jusqu'au pied de la falaise de la Peña de Angulo, seule l'importance relative entre bancs marneux et passées plus carbonatées (fréquence et épaisseur) introduit des variations dans la série en jouant sur la dureté générale. Les faciès sont très monotones, les marnes alternant soit avec des calcaires argileux en bancs continus ou se débitant en boules, soit avec des calcaires finement gréseux où les grains de quartz les plus grossiers sont légèrement roulés. Une passée très riche en bancs calcaires fournit un ressaut bien marqué.

Microfaune : *W. helvetica, Marginotruncana sigali, M. schneegansi,* etc... jusqu'à VI.

W. helvetica n'a pas été rencontré dans VII qui renferme par contre quelques fragments de Rudistes et des nodules d'oxydes de fer à sa partie supérieure. La série se termine par un banc bioturbé et est recoupée par un remaniement important.

VIII — Biosparites finement gréseuses que la route traverse en tranchée. Discordantes sur VII, elles ne sont cependant pas responsables du ravinement et n'ont pu être datées avec précision.

IX — Calcaires argileux et marnes qui forment le replat du Puerto de Angulo et ont fourni *Peroniceras westphalicum* et *P. tricarinatum* (Coniacien II de WIEDMANN). Il est tentant de considérer les calcaires comme représentant la base du Coniacien et d'assimiler la surface ravinée, bioturbée et accompagnée de nodules ferrugineux de VII comme l'équivalent de la surface durcie connue sur la plate-forme.

Pour résumer, le Turonien d'Arceniega s'oppose par son épaisseur (1 300 m) et son homogénéité à celui de la plate-forme proximale. Il est représenté par des dépôts de vasières calmes, pauvres en benthos (oursins irréguliers par ex.) et qui correspondent à des dépôts circalittoraux de plate-forme distale. Sans que la profondeur soit très importante (200 à 300 m ?), elle est cependant nettement plus marquée qu'à Pedrosa-Santelices, y compris pour la base de la série. Les dépôts correspondent à un bassin fortement subsident (bassin navarro-cantabre, CIRY 1940, FEUILLÉE 1967), les décharges bioclastiques comme leur répétitivité montrant cependant la proximité de la plate-forme proximale.

Source : MNHN, Paris

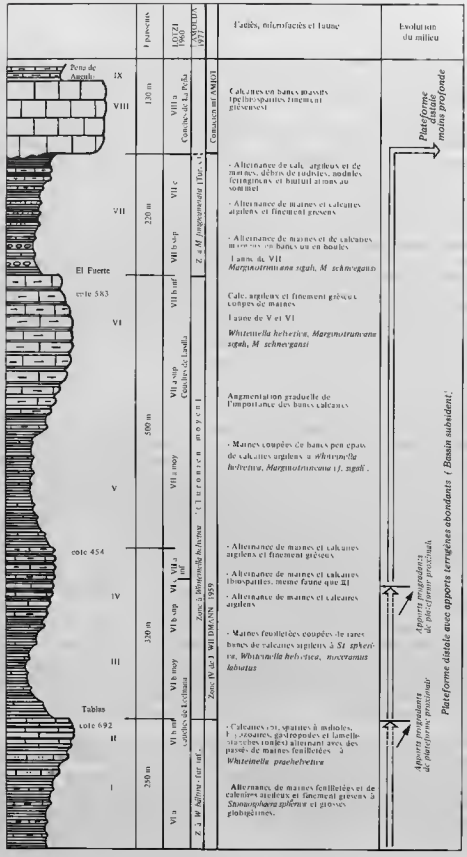


FIG. 4. — Coupe d'arceniega à la Peña de Angulo.

Source : MNHN, Paris

EXTENSION DES DÉPÔTS.

Au Nord, leur limite est due à l'érosion. Vers l'Ouest, au-delà du diapir de Villasana de Mena, la série s'amincit brutalement à hauteur de Leciñana de Mena passant de 1 300 m à Arceniega à 250 m environ à Bercedo, épaisseur qu'elle conserve sur toute la marge nord du bassin de Villarcayo. En même temps, les termes supérieurs à dominante marneuse passent à des calcaires argileux puis à des pelmicrites. Localement, des dolomies les remplacent même, à la faveur de la montée du diapir de Gayangos. On retouve les mêmes faciès au Sud-Ouest dans l'anticlinal de La Lastra (fig. 6).

Vers le Sud-Est enfin la série s'amincit brutalement au niveau du diapir de Murguia, le Turonien étant dès lors très réduit, voire absent dans la région de Villareal de Alava (bouclier alavais, FEUILLÉE, 1967).

ÉVOLUTION DU BASSIN.

Les dépôts de la plate-forme distale ou bassin navarro-cantabre comme ceux de la plate-forme proximale correspondent au cycle cénomano-turonien s.l., mais les faciès régressifs sont ici plus récents (Coniacien et non Turonien supérieur). Trois faits surtout sont à retenir :

— la permanence d'une discontinuité à la partie supérieure (sommet du Turonien ou début du Coniacien, FLOQUET, PHILIP, WIEDMANN, dans le même volume),

— la faible épaisseur des dépôts au Turonien inférieur exprimant une relative stabilité du domaine à ce moment, et au contraire une subsidence marquée au Turonien moyen et supérieur, dans la plate-forme distale comme sur la plate-forme proximale. L'ampleur du phénomène est cependant fort différente, la subsidence étant, suivant les points, six à douze fois plus grande dans la plate-forme distale,

— la simultanéité des mouvements dans les deux domaines.

La plate-forme distale fonctionnant en bassin subsident (bassin navarro-cantabre) manifeste ainsi par rapport à la plate-forme proximale un comportement autonome. Le brutal changement d'épaisseur comme de faciès conduit à couper le bassin de la plate-forme proximale par un accident profond masqué par les sédiments. De direction NW-SE, il passe sous le plateau des Losas, d'où il tire son nom (fig. 6).

Le bassin reçoit des apports du massif asturien (détritiques) comme de la plate-forme proximale (carbonates principalement). Fonctionnant comme piège à sédiments, il isole celle-ci des zones marines plus profondes situées au NE (cf. *infra*), empêchant en particulier le transit des matériaux figurés.

III. — LA ZONE MARINE PROFONDE (B. MATHEY)

Les affleurements n'existent maintenant, à cause de l'érosion, que dans le synclinorium de Biscaye et sur le flanc nord de l'anticlinorium de Biscaye (fig. 6). Une autre lacune d'érosion de près de 25 km de large, au niveau de l'anticlinorium de Bilbao, les isole également des dépôts du bassin navarro-cantabre.

On peut distinguer deux faciès en disposition latérale : un faciès marno-calcaire associé à du volcanisme et un flysch.

LE FACIÈS MARNO-CALCAIRE ET LE VOLCANISME.

Localisation des coupes (partielles) : sortie sud de Barinaga, feuille I.G.M.E. à 1/50 000 d'Eibar (n° 63), long. = 2°29'5", lat. = 43°14'40" (fig. 5 B). Courbe du kilomètre 35 de la RN 634 entre Deva et Zumaya, feuille I.G.M.E. à 1/50 000 d'Eibar (n° 63), long. = 2°18'31", lat. = 43°17'00" (fig. 5 C).

Source : MNHN, Paris

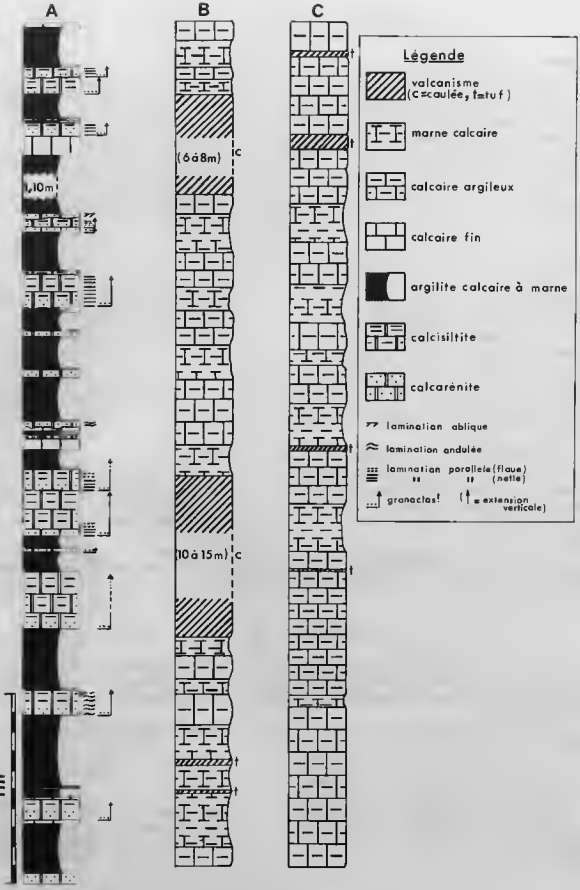


FIG. 5. — Coupes de la zone marine profonde.
A : flysch. B et C : faciès marno-calcaire. Voir localisation des coupes dans le texte.

Source : MNHN, Paris

Ce faciés est le plus étendu et représente le Turonien de la plus grande partie du synclinorium et de tout l'anticlinorium de Biscaye. Il est constitué par l'alternance irrégulière de marnes et de calcaires argileux à microfaune pélagique. L'épaisseur des bancs est décimétrique et celle de l'ensemble du faciès atteint quelques dizaines de mètres au maximum.

Dans le synclinorium, surtout sur le flanc nord, il s'y ajoute des intercalations volcaniques : laves en coulées massives ou en coussinets, brèches, tufs. Elles apparaissent dès l'Albien supérieur-Cénomanien et leur puissance est de plusieurs dizaines de mètres au Turonien (fig. 5 B). Au NE, dans l'anticlinorium, elles se réduisent à quelques minces bancs centimétriques de tuf (fig. 5 C) qui présentent en outre des indices de transport par des courants de turbidité (granoclassement, lamination).

LE FLYSCH.

Localisation de la coupe (partielle) : sanatorium de Plencia-Gorliz, feuille I.G.M.E. à 1/50 000 d'Algorta (n° 37), long. = 2°56'32", lat. = 43°24'45" (fig. 5 A).

On n'observe le flysch que dans l'extrémité NW du synclinorium. Son dépôt commence au Cénomanien et sa puissance peut être évaluée à 150-200 m pour le Turonien. Il est constitué par une alternance de calcarénites fines et de calcisiltites, en bancs d'épaisseur centrimétrique à décimétrique, et de marnes ou d'argilites calcaires en bancs d'épaisseur le plus souvent décimétrique et quelquefois métrique. On rencontre aussi quelques bancs centimétriques de calcaire fin. Par contre, les dépôts volcaniques sont absents.

Les calcarénites et les calcisiltites sont des calcaires bioclastiques qui présentent des structures sédimentaires internes : granoclassement, lamination parallèle, oblique ou ondulée. Celles-ci sont associées en séquences de Bouma et témoignent donc d'une mise en place du matériel par des courants de turbidité. Il n'a pas été possible de relever de directions de courants. Toutefois, la sédimentation du flysch se poursuit au Sénonien inférieur et on observe des traces de courants d'orientation générale E-W.

ASPECTS PALÉOGÉOGRAPHIQUES DE LA ZONE MARINE PROFONDE.

La zone marine profonde est composée de deux aires de sédimentation d'inégale étendue :

a) — Un sillon de taille réduite, allongé WNW-ESE et dont l'emplacement correspond à l'extrémité NW de l'actuel synclinorium de Biscaye. Il s'est individualisé au Cénomanien. Il garde sensiblement la même extension pendant le Turonien et s'allongera fortement vers l'ESE au Sénonien inférieur. Il s'y accumule des dépôts de type flysch apportés par des courants de turbidité venant de l'E.

b) — Une région beaucoup plus étendue ne recevant que des apports fins (marnes, calcaires argileux) et peu abondants. Elle entoure toute la partie observable du sillon du flysch. Sa limite septentrionale est masquée par la mer. En ce qui concerne sa limite méridionale, la différence considérable d'épaisseur entre les dépôts du bassin navarro-cantabre (jusqu'à 1 300 m au S) et les siens (quelques dizaines de mètres seulement) implique que cette limite corresponde à un barrage empêchant le transfert des sédiments d'un domaine à l'autre. L'hypothèse la plus simple est d'assimiler ce barrage au bord externe relevé d'un compartiment navarro-cantabre, le bassin ne représentant que la partie interne (méridionale) de ce compartiment. Cela implique un glissement rotationnel au S, le long de l'accident des Losas. Corrélativement, il se produit un relèvement du bord externe au niveau d'un autre accident qui est la limite méridionale de la zone marine profonde. Sa position ne peut être fixée avec précision, mais il doit être localisé au niveau et suivant la direction de l'actuel anticlinorium de Bilbao. C'est pourquoi nous proposons de l'appeler *accident profond de l'anticlinorium de Bilbao* (fig. 6). Son emplacement pourrait être à rechercher au niveau des lentilles calcaires urgoniennes qui se seraient formées sur des zones hautes nées d'un jeu tectonique de même type (RAT et PASCAL, 1979 ; RAT, sous presse).

La zone marine profonde, sauf le sillon du flysch, est le siège de dépôts volcaniques sous-marins. La majorité d'entre eux sont situés sur le flanc nord du synclinorium de Biscaye, au niveau du

Source : MNHN, Paris

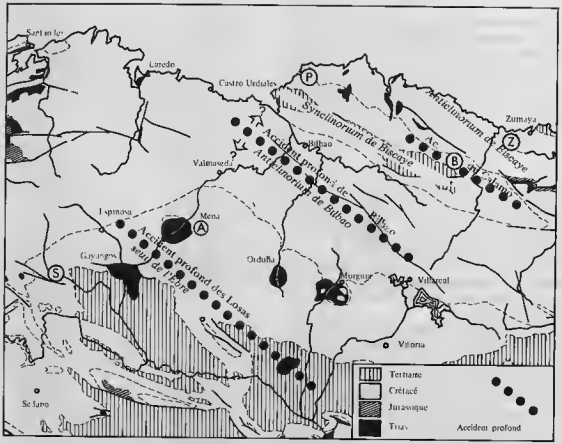


FIG. 6. — Emplacement des coupes et des accidents profonds. A. Arceniega-Peña de Angulo, B. Barinaga, P. Plencia-Gorliz, S. Pedrosa-Santalices, Z. Zumaya.

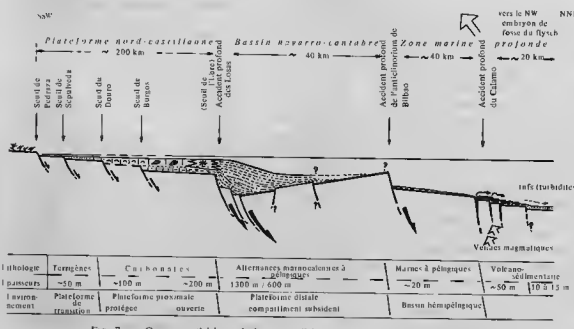


FIG. 7. — Coupe synthétique de la marge ibéricantabrique au Turonien supérieur.

Source : MNHN, Paris

massif du Calamo. C'est là qu'il faut sans doute rechercher la zone d'émission, en relation avec un ensemble de fractures de tension pour lesquelles nous proposons le terme de *zone des accidents profonds du Calamo*. Une faible partie du matériel volcanique est reprise par des courants de turbidité qui l'entraînent vers le NE où il va former les minces bancs de tuf de l'anticlinorium de Biscaye (fig. 5 C). Cela implique donc une certaine pente vers le NE de l'aire de dépôt du faciès marno-calcaire.

De plus, la nature des roches volcaniques (série alcaline différenciée, AZAMBRE et ROSSY, 1976 ; ROSSY, MATHEY, SIGAL 1979 ; ROSSY, communication orale) permet de conclure qu'elles sont liées à une fracturation de type « rift » avec croûte continentale amincie. La vésicularité importante des laves traduit en outre une profondeur de mise en place qui ne dépasse pas quelques centaines de mètres au maximum (ROSSY, communication orale). De ce fait, le qualificatif de profond est sans doute valable pour le sillon du flysch. Par contre, pour la zone des dépôts marno-calcaires et volcaniques, il n'est que relatif à la profondeur un peu moindre du bassin navarro-cantabre.

CONCLUSIONS

Les formations turoniennes observables dans les régions basco-cantabrique et ibérique nord se répartissent en trois domaines : plate-forme proximale, plate-forme distale et zone marine plus profonde (fig. 7). Cette différenciation, peu sensible au Turonien inférieur pour les plates-formes proximale et distale, est par contre très marquée au Turonien moyen-supérieur. Son origine est due en grande partie au comportement tectonique différent de chaque domaine :

— relative stabilité structurale de la plate-forme proximale,

— mobilité de la plate-forme distale, très subsidente,

— plus grande mobilité encore de la zone marine profonde, traduite par la persistance d'un sillon de flysch et des venues magmatiques.

Les limites entre chaque domaine correspondent à des accidents tectoniques profonds : accident des Losas entre les deux plates-formes, accident de l'anticlinorium de Bilbao entre plate-forme distale et zone marine plus profonde. Un autre accident, celui du Calamo, permet des montées volcaniques au sein de la zone marine profonde. Ils résultent tous d'une évolution en distension de la marge passive ibéro-cantabrique à laquelle appartiennent les trois domaines. La distension est de moins en moins intense et de plus en plus tardive depuis le NNE jusqu'au SSW suivant un phénomène d'amortissement ; elle se traduit en effet par :

— un amincicement de la croûte en zone marine profonde,

— des glissements rotationnels de blocs en plate-forme distale,

— des mouvements épirogéniques en plate-forme proximale.

Cette évolution est en rapport avec l'ouverture du golfe de Gascogne-Biscaye.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALONSO MILLAN A. (1981). — El Cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema central). Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Geologicas de la Universidad Complutense, Madrid, 330 p.

AZAMBRE B., ROSSY M. (1976). — Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'Arc basque ; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique. *Bull. S.G.F.*, XVIII. 6, 1725-1728.

CIRY R. (1940). — Étude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, Léon et Santander. Thèse Doctorat, Fac. Sci. Paris, et *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 4, 519 p.

CIRY R., RAT P., MANGIN J.-Ph., FEUILLÉE P., AMIOT M., COLCHEN M., DELANCE J. (1967). — Des Pyrénées aux Asturies. *C. R. Somm. S.G.F.*, 9, 389-444.

FEUILLÉE P. (1967). — Le Cénomanien des Pyrénées basques aux Asturies. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, n° 108, 343 p.

FEUILLÉE P., RAT P. (1971). — Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques. *In* : Coll. Hist. Struct. Golfe de Gascogne, Technip, Paris, 2. v. 1, 48 p.

Source : MNHN, Paris

FLOQUET M. (1978). — La sédimentation de plate-forme au Crétacé supérieur dans la Vieille Castille (Espagne) : évolution verticale, variation horizontale : implications paléogéographiques. *Bull. S.G.F.*, XX, 5, 779-783.

FLOQUET M. (sous presse). — Transgressions — régressions et eustatisme — tectonique-sédimentation sur la plate-forme nord-castillanne au Crétacé supérieur (régions ibéro-cantabriques, Espagne). *N. Jhb. Abh.*

LAMOLDA M. A. (1975). — Bioestratigrafía del Turoniense en la zona de Arceniega (Alava). *Primer coloq. estratig. paleog. Cretacico de España. Enadimsa*, ser. 7, 1, 63-71.

LAMOLDA M. A. (1976). — Biozonas de Foraminíferos planctonicos en el Turoniense vascocantabrico (Norte de España). *Rev. Española Micropal.*, 9, 221-237.

LAMOLDA M. A. (1979). — Le Crétacé moyen de Menoyo. *Cuad. Geol. Ib.*, 5, 215-220.

LOTZE F. (1960). — Zur Gliederung der Oberkreide in der Baskischen Depression (Nordspanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 132-144.

PICARD l. (1967). — Essai de classement des grands types de peuplements marins benthiques tropicaux d'après les observations effectuées dans les parages de Tuléar (SW de Madagascar).. *Revue Travaux, Stat. Mar. Endoume*, n.s., 6, 3-24.

RAT P. (1979). — À la suite de Raymond CIRY : les travaux des géologues dijonnais en Espagne. *Mém. Acad. Dijon*, CXXIII, 89-111.

RAT P. (sous presse). — Subsidence et évolution des environnements sédimentaires sur la marge cantabrique (Espagne) au Crétacé. *N. Jhb. Abh.*

RAT P., PASCAL A. (1979). — De l'étage aux systèmes biosédimentaires urgoniens. *Géobios*, Mém. sp. n° 3, 385-399.

ROSSY M., MATHEY B., SIGAL J. (1979). — Précisions sur l'âge du magmatisme crétacé supérieur du synclinorium de Biscaye (Espagne). *7e Réun. Ann. Sci. Terre, Lyon*, p. 411.

WIEDMANN J. (1959). — Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. *C. R. 84e Congr. Soc. Sav., Dijon 1959, Sect. Sci., Sous-sect. Géol.*, 709-764.

WIEDMANN J. (1964). — Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. *Estudios geol.*, 20, 107-148.

WIEDMANN J. (1979). — Itinéraire géologique à travers le Crétacé moyen des Chaînes Vascogotiques et Celtibériques (Espagne du Nord). *Cuad. Geol. Ib.*, 5, 127-214.

WIEDMANN J., KAUFFMAN E. G. (1978). — Mid-Cretaceous biostratigraphy of Northern Spain. Contrib. Mid-Cretaceous Events, Nice, *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice.*

Source : MNHN, Paris

LE TURONIEN DES MURGES (ITALIE MÉRIDIONALE) [1]

PAR

Elena LUPERTO SINNI * et Giustino RICCHETTI *

Résumé :

Les recherches stratigraphiques et paléontologiques conduites durant les dernières années dans les Murges tendent à faire attribuer au Turonien une succession de couches calcaires affleurant sur une bande d'environ 120 km de long allant de Spinazzola à Ostuni. La succession turonienne est constituée par des couches intercalées entre des calcaires à *Dicyclina schlumbergeri* très abondante à la base, passant vers le haut à des calcaires à *Cisalveolina fallax*, et des calcaires coniaciens à *Accordiella conica* au-dessus.

THE TURONIAN OF THE MURGES (SOUTHERN ITALY)

Abstract :

Stratigraphic and paleontologic researches carried out during the last years in the Murge region allow to refer to the Turonian a sequence of beds which outcrop along a large strip, from Spinazzola to Ostuni, for about 120 km. The Turonian sequence lies on calcareous beds with *Dicyclina schlumbergeri* : to the top of the same sequence lie calcareous beds with *Accordiella conica* which are referred to the Coniacian.

TRAVAUX ANTÉRIEURS.

Dans les Pouilles, le Crétacé est représenté pour l'essentiel par une série carbonatée de plateforme puissante d'environ 3 000 m et comprenant différents termes allant de la base du crétacé inférieur (Valanginien ?) au Maastrichtien. Les zones d'affleurement correspondent aux territoires du Gargano, des Murges et du Salento (figure 1).

Dans les Murges, la présence du Turonien est connue depuis longtemps (DI STEPHANO, 1892 ; VIRGILIO, 1900 ; AZZAROLI et REICHEL, 1964, etc...). Les mentions les plus significatives sont celles de VALDUGA (1965) pour les Murges nord-occidentales et de CAMPOBASSO (1972) pour les Murges sud-orientales.

1. La rédaction française de ce texte a été revue par G. Alcaydé et F. Robazynski.

* Instituto di Geologia e Paleontologia, Università, Via Nicolai, 2, 70121 Bari, Italia.

Source : MNHN, Paris

FIGURE 1. — Les Pouilles. Affleurements crétacés et post-crétacés.

VALDUGA rapporte au Turonien le dernier des quatre niveaux-guide qu'il a reconnus dans la formation dite « Calcare di Bari » et le désigne sous le nom de « niveau Toritto » ; ce dernier est représenté par un gros banc d'épaisseur variant de 30 à 80 m, présentant parfois des traces de stratification et renfermant des Radiolitidae (*Sauvagesia*), des Requienidae (*Apricardia*) ainsi que d'autres lamellibranches et des gastéropodes (*Nerinea* essentiellement).

CAMPOBASSO attribue au Turonien la formation du « Calcare di Fasano » (semblable à celle du « Calcare di Bari » de VALDUGA) en raison de la découverte :

- à Masseria Epicoco (à 5 km de la route Ceglie Messapico-Martina Franca) de : *Eoradiolites* cf. *liratus* (CDNRAD), *E. colubrinus* PARONA, *Sauvagesia sharpei* BAYLE ;
- à Masseria d'Agnano (près d'Ostuni) de : *Plagioptycus* sp., *Distefanella* cf. *bassanii* PARONA, *D. raricostata* SLISKOVIC, *D. heraki* SLISKOVIC ;
- à Masseria Crocifisso (à 4 km au S-SW de Polignano) de : *Distefanella lombricalis* (d'ORBIGNY).

ÉTAT D'AVANCEMENT DES RECHERCHES STRATIGRAPHIQUES.

Nos travaux ont confirmé l'existence du Turonien dans les Murges ; ils ont été étendus à la totalité des Murges bien que les études détaillées n'aient porté que sur des aires limitées dans lesquelles ont été effectués des échantillonnages de coupes et de carottes de forages pour recherche d'eau.

Bien qu'il subsiste actuellement quelques doutes sur l'extension effective, tant verticale qu'horizontale, des couches que nous rapportons au Turonien, il nous paraît opportun de présenter maintenant un aperçu des recherches en cours.

Source : MNHN, Paris

Il convient tout d'abord de préciser qu'en l'absence de références relatives aux ammonites et qu'en raison d'une connaissance incomplète des associations de rudistes (étudiées dans notre Institut), l'identification des couches turoniennes a été fondée sur les données biostratigraphiques relatives aux foraminifères benthiques.

Ainsi, nous avons attribué au Turonien les couches de la série carbonatée murgienne comprises entre les calcaires à *Dicyclina schlumbergeri* (très abondante à la base) surmontées par les couches à *Cisalveolina fallax* [1] et les calcaires à *Accordiella conica* (rapportés au Coniacien). Nous rejoignons ainsi l'opinion de la majorité des auteurs italiens tels que SARTONI et CRESCENTI (1962), SARTONI et COLALONGO (1964), PESCATORE et VALLARIO (1964) ; d'ARGENIO (1964), CRESCENTI et VIGHI (1964), etc...

Il peut être utile de rappeler que :

- *Cisalveolina fallax* a été trouvée au Liban par SAINT-MARC (1970), au-dessous des couches à ammonites du Turonien inférieur avec *Thomasites* cf. *rollandi* et *Leniceras* gr. *alaouitense* — détermination de SORNAY (voir également SAINT-MARC, 1969 et 1974) ;
- RADOICIC (1972) a récolté cette même espèce dans la Vallée de Skrapéz (Serbie occidentale) dans des calcaires sous-jacents à ceux qui renferment *Hippurites resectus* et *H. libanus* ;
- PEJOVIC et RADOICIC (1974) on trouvé *C. fallax* dans les calcaires de la série de la Montagne de Pastrik dans la même position ;
- HAMAOUI (1979) a également signalé *C. fallax* dans la partie supérieure de la formation Bi'na rapportée au Turonien grâce aux corrélations par les ammonites.

LA SUCCESSION LITHOLOGIQUE.

La série turonienne des Murges définie paléontologiquement comprend plusieurs entités lithologiques (figure 2).

a) Des bancs de calcaire micritique passant vers le haut à des bancs de calcaire biomicritique ; les couches à *Cisalveolina fallax* REICHEL s'intercalent entre ces deux ensembles. L'épaisseur totale atteint approximativement 25-45 m.

b) Un complexe de calcaires en partie bioconstruits et en partie biodétritiques : il s'agit de bioconstructions à rudistes (associés à des Ostreidae, des Nerineidae et des Echinidae) passant latéralement et verticalement à des bioclastites constituées de fragments des organismes précédemment cités. L'épaisseur de ce complexe est variable et n'excède pas 30-35 m. Dans les parties bioconstruites, on observe à plusieurs niveaux de petits lits d'argile verte ou jaunâtre.

c) Une succession monotone de bancs calcaires très finement micritiques avec parfois des laminations parallèles ou des joints stylolitiques et des intercalations de lentilles argileuses et/ou sableuses. La microfaune de cet ensemble calcaire est très pauvre et représentée par *Aeolisaccus kotori, Thaumatoporella parvovesiculifera* et des « Rotalinae » ; quelques associations à rudistes sont présentes sporadiquement dans la partie la plus élevée des bancs. L'épaisseur de cette succession n'est pas encore bien connue.

Les affleurements du Turonien s'étendent sur une longueur de 120 km environ, entre les Murges de Spinazzola au NW et Ostuni au SE (figure 3). Les meilleurs et les plus accessibles d'entre eux peuvent être observés le long de la route qui conduit de la Stazione di Piggiorsini à la route nationale 378 Trani-Gravina, dans la zone de Masseria Trullo di Sotto et Masseria Trullo di Sopra, dans le district des carrières du « Perlato Svevo » à Matine di Jatta, le long de la route Ruvo di Puglia-Gravina in Puglia et sur le talus, très étendu, entre Fasano et Ostuni.

1. Nous pensons que, selon l'esprit du Code de Nomenclature zoologique, ce nom doit être préféré à celui de *Cisalveolina fraasi* (GÜMBEL, 1872) ; le nom de *C. fallax* étant désormais plus connu et largement plus cité que l'autre.

Source : MNHN, Paris

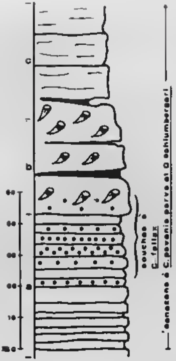


FIGURE 2. — Succession stratigraphique des calcaires turoniens des Murges.

FIGURE 3. — Zones d'affleurement des calcaires turoniens.

Source : MNHN, Paris

ASPECTS PALÉOGÉOGRAPHIQUES.

Au plan de la paléogéographie, la succession turonienne des Murges révèle les caractères des milieux de plate-forme interne. Les bioconstructions à rudistes, caractéristiques de l'aire d'affleurement du Turonien, présentent un intérêt particulier des points de vue paléoécologique et paléontologique *s.s.* Nous posons comme hypothèse le travail que les bioconstructions de type « barrière » liées entre elles (sans former nécessairement une barre unique) se développaient dans le temps sur des aires différentes en fonction des mouvements de la plate-forme murgienne, mais sans jamais former de véritables récifs sur les marges de la plate-forme en relation avec un talus et, par conséquent, avec un bassin. En effet, les faciès typiques des milieux pélagiques ou de transition attribuables au Turonien sont toujours absents dans les Murges.

À ce titre, il convient de rappeler que de récentes études stratigraphiques et structurales ont montré que la plate-forme carbonatée murgienne avait une grande extension soit vers le SW, vers la Fosse Bradanique et des Apennins, soit sur l'aire aujourd'hui submergée par la mer Adriatique (RICCHETTI, 1979).

Il nous paraît nécessaire de signaler aussi que la présence de niveaux argileux et sableux soit dans le complexe bioconstruit, soit dans le complexe à faciès micritique superposé laisse supposer de possibles lacunes de sédimentation réduites et épisodiques durant le Turonien ; les dépôts bauxitiques de Spinazzola pourraient être liés à la plus importante d'entre elles.

APPENDICE PALÉONTOLOGIQUE (E. LUPERTO-SINNI).

Les microfaunes des calcaires du Turonien inférieur-Cénomanien supérieur renferment très fréquemment une espèce connue sous le nom de *Pseudorhipidionina casertana* (DE CASTRO) 1965. Ce taxon nous paraît être un synonyme plus récent de *Praerhapydionina murgiana* CRESCENTI 1964, du reste déjà connue par de DE CASTRO (1965, p. 319).

L'espèce *murgiana* créée sur des exemplaires provenant des calcaires du Cénomanien supérieur-Turonien inférieur des Murges (CRESCENTI, *op. cit.*), ne peut toutefois pas demeurer dans le genre *Praerhapydionina* puisqu'elle ne possède pas d'ouverture centrale terminale. À noter aussi que le genre *Pseudorhipidionina*, tel qu'il a été défini, regroupe des formes avec une ouverture criblée : en effet, on peut voir parfois sur la face aperturale, outre de nombreuses perforations qui constituent l'ouverture criblée (en double rangée, alternées ?), une ouverture plus grande, excentrique. C'est sans doute cette dernière qui a fait supposer à CRESCENTI l'existence d'une ouverture unique. À mon avis, il est possible d'inclure l'espèce de CRESCENTI dans le genre *Reissella* HAMAOUI, 1963.

Par ailleurs, on voit souvent sur des spécimens bien conservés, comme dans l'espèce de *Reissella ramonensis* HAMAOUI, que les loges déjà divisées par des cloisons sous-épidermiques verticales primaires n'atteignant pas la zone centrale sont encore subdivisées dans la partie la plus externe par des cloisons sous-épidermiques assez courtes. Ces dernières sont de deuxième ordre, normales aux cloisons primaires et secondaires (voir planche).

C'est pour ces raisons que je juge préférable de rapporter (même si des doutes subsistent) l'espèce de CRESCENTI à *Reissella* et de la nommer *Reissella* (?) *murgiana* (CRESCENTI).

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

CAMPOBASSO V. (1972). — Rudiste del Cretaceo superiore delle Murge sud-orientali. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, 81, p. 433-460.

CRESCENTI U. & SARTONI S. (1964). — Sintesi biostratigrafica del Mesozoico dell'Italia Meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 4, 2, p. 686-692.

CRESCENTI U. (1964). — *Praerhapydionina murgiana* n. sj . (Foraminifero) e *Neomacroporella cretacica* n. gen. sp. (Alga calcarea), nuovi microfossili del Cretacico dell'Italia Meridionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 83, p. 3-8.

Source : MNHN, Paris

DE CASTRO P. (1965). — Su alcune Soritidae (Foraminiferida) del Cretaceo della Campania. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, 34, p. 317-372.

DE CASTRO P. (1971). — Osservazioni sui generi *Rhapydionina* STACHE e *Rhipidionina* STACHE. *Atti Acc. pontaniana*, 21, p. 1-4.

HAMAOUI M. (1963). — *Reissella ramonensis* gen. nov. (Foraminifera) from the Cenomanian of Israël. *Isr. J. Earth-Sci.* 12, p. 58-64.

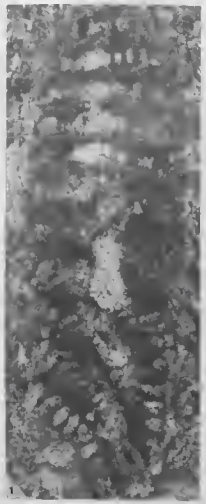
PEJOVIC D. & RADOICIC R. (1974). — New data on cretaceous sediments of the Pastrik Moutain. *Bull. Scie. A Yougosl.* 19, p. 181-182.

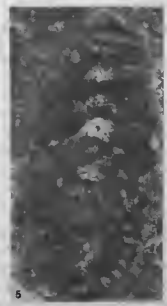
RICCHETTI G. (1979). — Contributi alla conoscenza strutturale della Fossa Bradanica e delle Murge. *Atti Ist. Geol. e Paleo*, 10, p. 1-26.

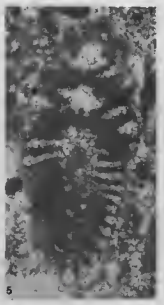
SAINT-MARC P. (1970). — Sur quelques foraminifères cénomaniens et turoniens du Liban. *Rev. de Micropal.*, 13, p. 85-94.

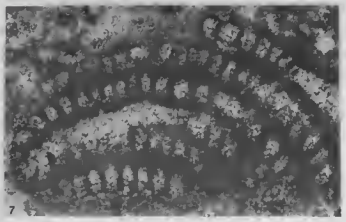
VALDUGA A. (1965). — Contributo alla conoscenza geologica delle Murge baresi. *Atti Ist. Geol. e Paleo.*, p. 1-14.

Source : MNHN, Paris









Quelques sections de *Reisseila* (?) *murgiana* (CRESCENTI). — 1, 4, 5, 6, 7 × 60 environ ; 2 et 3 × 40 environ. Localité : Matine di Jatta (Ruvo).

BIBL. DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

BIOSTRATIGRAPHIE ET BIOZONATION DES AMMONITES DU TURONIEN FRANÇAIS

PAR

F. AMÉDRO *, G. BADILLET **, Ch. DEVALQUE ***

Résumé :

Une chronologie de formations fossilifères est proposée dans le Turonien français à partir de plusieurs sections définies dans le Boulonnais, l'Anjou, la Touraine et le Vaucluse. Un tableau synthétique résume la distribution des ammonites dans ces formations. Une nouvelle biozonation d'ammonites est proposée avec une succession de 6 Assemblage-zones.

BIOSTRATIGRAPHY AND BIOZONATION OF THE AMMONITES IN THE FRENCH TURONIAN

Abstract :

A succession of Turonian fossiliferous formations is proposed from several sections of Boulonnais, Anjou, Touraine and Vaucluse. A synthetic chart summarizes the distribution of ammonites in these formations. The results of this biostratigraphic study justify a new zonation of ammonites in the Turonian of France.

I — INTRODUCTION.

Trois zones d'ammonites sont admises classiquement en France dans le Turonien depuis les travaux de DE GROSSOUVRE, 1901 et WRIGHT, 1957. Ces zones dont le sens correspond sensiblement à celui des sous-étages du Turonien apparaissent ainsi du haut vers le bas :

— zone à *Romaniceras deverianum* et *Subprionocyclus neptuni* : partie supérieure du Turonien,
— zone à *Collignoniceras woollgari* : partie moyenne du Turonien,
— zone à *Mammites nodosoides* : partie inférieure du Turonien.

Si un tel découpage reste satisfaisant dans un cadre général, la progression des connaissances sur la biostratigraphie des ammonites dans le Turonien français permet d'envisager aujourd'hui une zonation plus fine. Mais l'impossibilité de trouver une section constamment fossilifère sur toute l'étendue de l'étage s'oppose à une construction directe. Une démarche comparative déjà suggérée par HANCOCK *et al.*, 1977, AMÉDRO, 1981 est donc envisagée avec trois étapes :

— l'établissement d'une chronologie des formations fossilifères,
— la réalisation d'échelles d'extensions paléontologiques,
— la proposition d'une biozonation.

* 24, rue E. Dutarte, 62100 Calais.
** Cunault, 49350 Gennes.
*** 30 av. Charles de Gaulle, 84420 Piolenc.

Source : MNHN, Paris

2 — CORRÉLATION ET CHRONOLOGIE DES FORMATIONS À AMMONITES.

Des tableaux de répartition détaillés sont établis dans le Boulonnais (ROBASZYNSKI et AMEDRO coord., 1980), dans la région stratotypique (AMEDRO et BADILLET, 1978) et dans le massif d'Uchaux (AMEDRO et DEVALQUE, ce colloque). Après un rappel de la stratigraphie des régions concernées, une tentative de corrélation des formations les plus fossilifères peut être réalisée (fig. 1).

A — *Boulonnais.*

Les récoltes de macrofaunes rapportent en partie ou en totalité au Turonien quatre formations, du bas vers le haut :

— Formation du Grand Blanc-Nez (19 m), avec trois unités lithologiques successives : La) craie noduleuse à *Sciponoceras gracile* (Cénomanien terminal), Lb) craie très noduleuse à *Mammites nodosoides*, Lc) craie noduleuse à *Collignoniceras woollgari* ;
— Formation des Mottelettes (24 m) : craie marneuse subnoduleuse à *C. woollgari* ;
— Formation du Guet (12 m) : craie à silex rares : *Sciponoceras* cf. *bohemicum* ;
— Formation de Caffiers comprenant à la base le Membre du Pont de Caffiers (supérieur à 20 m) : craie à silex et hardgrounds à *Subprionocyclus neptuni* et quelques mètres au-dessus à *Peroniceras tridorsatum* marqueur du Coniacien.

B — *Stratotype.*

Suivant d'ORBIGNY 1852, la région stratotypique du Turonien s'étend de Saumur à Montrichard, c'est-à-dire dans la géographie actuelle de l'Anjou à la Touraine.

Anjou — AMEDRO et BADILLET, 1978 individualisent cinq unités lithologiques riches en ammonites, successivement les :

— ensemble A (2 à 3 m) : calcarénite glauconieuse à *S. gracile* ;
— ensemble B (10 à 15 m) : bancs métriques de calcarénite micacée séparés par des interbancs marneux : *M. nodosoides* ;
— ensemble C (8 à 12 m) : tuffeau homogène à *C. woollgari, Spathites (Jeanrogericeras) revelierea-num, Kamerunoceras turoniense* ;
— ensemble D (0,40 m à 1,20 m) : tuffeau plus cohérent à *Exogyra columba* (niveau condensé) ;
— ensemble E (8 à 13 m) : tuffeau fin à « chenards » *C. woollgari, Lecointriceras fleuriausianum, Romaniceras kallesi.*

La Formation du Tuffeau de Saumur correspond aux ensembles C, D, E.

Touraine — Aucune étude stratigraphique très récente n'a été publiée, mais DE GROSSOUVRE, 1901 distingue deux Tuffeaux par leur contenu paléontologique.

— Tuffeau de Bourré : *C. woollgari, C. papale, Romaniceras ornatissimum* ;
— Tuffeau de Poncé : *C. woollgari, R. ornatissimum, Pseudotissotia gallienei.*

C — *Massif d'Uchaux.*

La partie supérieure des Grès d'Uchaux livre deux assemblages successifs d'ammonites :

— à la base, dans les 20 m inférieurs au premier niveau à polypiers de MENNESSIER, 1950 : *Romaniceras deverianum, Coilopoceras requienianum, Lewesiceras mantelli* ;
— au-dessus, dans le premier niveau à polypiers : *S. neptuni, C. requienianum.*

D — *Corrélations.*

La figure 1 résume la stratigraphie générale des trois régions concernées et synthétise les corrélations paléontologiques envisageables. Le caractère cosmopolite et la répartition verticale limitée de *M. nodosoides* puis de *S. neptuni* apportent les premiers éléments de comparaison. Le Tuffeau de Saumur apparaît ainsi en continuité faunistique avec le membre Lb de la formation du Grand Blanc-Nez

Source : MNHN, Paris

FIG. 1. — Corrélation des formations à ammonites du Turonien en France.

Source : MNHN, Paris

définie en Boulonnais, tandis que la partie inférieure des Grès d'Uchaux précède les hardgrounds de base de la Formation de Caffiers. La position des Tuffeaux de Bourré et de Poncé est par contre plus difficile à préciser, la répartition de *C. woollgari* n'étant pas suffisamment caractéristique. Mais le développement dans ces deux formations de *R. ornatissimum* qui apparaît en pré-mutation au sommet du Tuffeau de Saumur et l'abondance des *Collignoniceras* à Bourré comme à Saumur suggèrent la succession Tuffeau de Saumur/Tuffeau de Bourré/Tuffeau de Poncé déjà proposée par DE GROSSOUVRE, 1901.

Une chronologie des formations à ammonites les plus fossilifères peut donc être envisagée maintenant. Celle-ci apparaît dans la figure 1. L'existence de plusieurs arrêts de sédimentation aux confins de la limite Cénomanien-Turonien dans le bassin de Paris et les difficultés de raccordement des Tuffeaux de Bourré et de Poncé donnent cependant à la succession un caractère discontinu. Des études ultérieures permettront sans doute de combler les intervalles qui restent encore libres.

3 — REPÈRES BIOSTRATIGRAPHIQUES.

L'inventaire du contenu paléontologique des formations de référence permet la construction d'un tableau de répartition des genres (fig. 2). Celui-ci montre une multiplication des hétéromorphes dans la partie supérieure du Turonien et le développement de trois autres familles.

PACHYDISCIDAE — Constamment présents dans la succession, il peuvent rassembler jusqu'à 50 % des populations mais leur fréquence diminue vers le haut. L'évolution assez lente de cette famille en limite cependant l'usage stratigraphique.

COLLIGNONICERATIDAE — Très diversifiés, ils abondent surtout dans la partie moyenne du Turonien avec les genres *Collignoniceras* et *Lecointriceras*, puis dans la partie terminale de l'étage avec le genre *Subprionocyclus*. Leur éclipse momentanée à la base de la partie supérieure du Turonien est sans doute liée à des facteurs paléoécologiques.

ACANTHOCERATIDAE — C'est sans doute la famille la plus intéressante à la fois par sa longévité et par sa vaste répartition géographique. Trois sous-familles la caractérisent :

— les Mammitinae avec les genres *Spathites (Jeanrogericeras)* et *Mammites* ;
— les Euomphaloceratinae avec la lignée *Kamerunoceras/Romaniceras* ;
— les Vascoceratinae. Malgré leur caractère plus mésogéen, un certain nombre de Vascoceratinae sont maintenant connus dans la moitié inférieure du Turonien en France dont le genre *Vascoceras*. La longévité de ce dernier est d'ailleurs à souligner dans la mesure où il apparaît dans le Cénomanien terminal stratotypique (KENNEDY et JUIGNET, 1977) et subsiste jusque dans la partie moyenne du Tuffeau de Saumur.

4 — BIOZONATION.

Dans un esprit semblable à celui retenu pour l'étude de l'Albien et du Cénomanien (AMEDRO, 1981), une biozonation phylétique peut être recherchée. Les deux familles des Collignoniceratidae et des Acanthoceratidae (Euomphaloceratinae) caractéristiques des provinces nord-européennes et nord-américaines du domaine boréal sont les plus appropriées à la construction d'un tel schéma. L'examen du tableau de répartition des genres (fig. 2) montre cependant que dans l'état actuel des connaissances, aucune lignée phylétique ne couvre la totalité de l'étage Turonien. Malgré cet obstacle, la succession d'Assemblages-zones proposée ici tend vers une zonation phylétique dans la mesure où elle s'appuie dans la partie moyenne du Turonien sur l'évolution des Euomphaloceratinae. Les différentes zones d'ammonites reconnues aujourd'hui dans le Turonien en France, et les « intervalles » non indexés s'établissent ainsi avec leur principal contenu paléontologique :

Source : MNHN, Paris

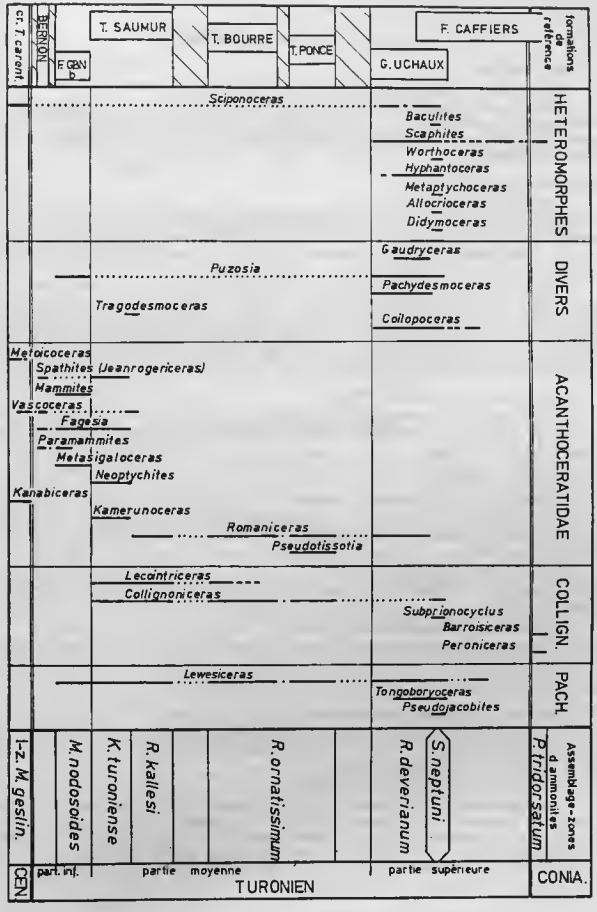


FIG. 2. — Répartition des genres d'ammonites dans le Turonien français.

Source : MNHN, Paris

Cénomanien supérieur.

Interval-zone à *Metoicoceras geslinianum.*

Sciponoceras gracile, Allocrioceras sp., *Puzosia (Austiniceras) austeni, P. (A.) dibleyi, Metengonoceras dumbli, Proplacenticeras* cf. *memoriaschloenbachi, Forbesiceras* sp., *Calycoceras naviculare, Metoicoceras geslinianum, Euomphaloceras septemseriatum, Sumitomoceras faustum* (dans le Devon), *Vascoceras diartianum.*

Partie inférieure du Turonien.

« Turonien basal ».

Dans le Gard, les recherches actuelles (AMEDRO et DEVALQUE, inédit) montrent qu'un certain nombre au moins des « *Vascoceras*» décrits par FARAUD 1940 : *Vascoceras* sp., *Fagesia* cf. *catina, Thomasites* sp., *Wrightoceras gagnieri, Paramammites furoni, P.* aff. *saenzi, Spathites (Jeanrogericeras) subconciliatus* sont antérieurs à l'assemblage à *Mammites nodosoides.*

Dans le Sud-Ouest de l'Angleterre, HANCOCK *et al.*, 1977, HANCOCK et KENNEDY, 1981 signalent l'existence dans le « *Neocardioceras* Pebble Bed » entre la zone à *M. geslinianum* et l'horizon à *Watinoceras coloradoense* (base de leur zone à *M. nodosoides*) de plusieurs ammonites remaniées : *Nigericeras, Thomasites gongilense lautum, Neocardioceras juddii, Spathites* cf. *subconciliatus* qu'ils rapportent au Cénomanien terminal. L'âge de cette faune qui est inconnue de d'ORBIGNY, 1852, créateur des étages Cénomanien et Turonien est à définir.

Assemblage-zone à *Mammites nodosoides.*

Puzosia (Puzosia) cf. *curvatisulcata, P. (Austiniceras)* sp. cf. *austeni, Pachydesmoceras* cf. *linderi, Lewesiceras peramplum, Mammites nodosoides, Metasigaloceras rusticum, Fagesia catina, Paramammites* aff. *polymorphum.*

Partie moyenne du Turonien.

Assemblage-zone à *Kamerunoceras turoniense.*

L. peramplum, Vascoceras sp., *Fagesia rudra, Neoptychites cephalotus, N. xetriformis, Spathites (Jeanrogericeras) revelierеanum, S. (J.) combesi, Kamerunoceras turoniense, Collignoniceras woollgari, Lecointriceras costatum.*

Assemblage-zone à *Romaniceras kallesi.*

L. peramplum, R. kallesi, R. aff. *kallesi* transitionnel à *R. ornatissimum, Lecointriceras fleuriausianum.*

Assemblage-zone à *Romaniceras ornatissimum.*

L. peramplum, R. ornatissimum, C. woollgari, C. papale, C. canthus, C. turoniense, Lecointriceras carinatum (?), L. nov. sp., *Pseudotissotia gallienei.*

Partie supérieure du Turonien.

Assemblage-zone à *Romaniceras deverianum.*

Sciponoceras bohemicum, Hyphantoceras sp., *Scaphites geinitzi, Gaudryceras* cf. *mite, P. (P.) curvatisulcata, Pachydesmoceras* cf. *linderi, Lewesiceras mantelli, Tongoboryoceras rhodanicum, Romaniceras deverianum, Coilopoceras requienianum.*

Assemblage-zone à *Subprionocyclus neptuni.*

Metaptychoceras smithi, S. bohemicum, Baculites undulatus, Anisoceras reidi, Allocrioceras angustum, A. strangulatum, A. billinghursti, A. (?) cf. *cuvieri, Neocrioceras multinodosum, Didymoceras saxonicum, H. reussianum, S. geinitzi, S. kieslingwaldensis, S. lamberti, S. diana, S. pseudoaequalis, Otoscaphites bladenensis, O. reidi, Worthoceras rochatianum, P. (P.) curvatisulcata, L. mantelli, L. woodi, Pseudojacobites farmeryi, T. rhodanicum, C. woollgari, Subprionocyclus neptuni, S. hitchinensis, S. branneri, S. normalis, C. requieniarum.*

Source : MNHN, Paris

« Turonien terminal ».

S. geinitzi, L. mantelli, C. requienianum.

Partie inférieure du Coniacien.

Assemblage-zone à *Peroniceras tridorsatum* (en faciès crayeux).

Scaphites cf. *arnaudi, Peroniceras tridorsatum, P. subtricarinatum, P. moureti, P.* cf. *wesiphalicum, Barroisiceras haberfellneri.*

Remarque :

Il faut noter que la disparition d'*Inoceramus labiatus*, inocérame admis classiquement comme marqueur du Turonien inférieur, s'effectue au sommet de l'A-z à *K. turoniense*, c'est-à-dire dans la partie moyenne du Turonien.

5 — CONCLUSION.

L'étude comparative de plusieurs sections fossilifères éloignées géographiquement permet de reconnaître au moins 6 Assemblage-zones d'ammonites dans le Turonien français au lieu des 3 zones admises antérieurement. L'utilisation d'arguments phylétiques confère aux zones un caractère général. Enfin, une application de cette nouvelle zonation à tout le Nord-Ouest de l'Europe semble envisageable.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AMÉDRO F. (1981). — Actualisation des zonations d'ammonites dans le Crétacé moyen du bassin anglo-parisien. Essai d'une zonation phylétique de l'Albien au Turonien. *Cretaceous Research*, vol. 2, p. 261-269.

AMÉDRO F., BADILLET G. (1978). — Répartition des ammonites dans quelques coupes du Turonien des environs de Saumur (Maine-et-Loire). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 286, p. 323-325.

AMEDRO F., DEVALQUE Ch. in DEVALQUE *et al.* (1981). — État des corrélations Ammonites-Rudistes dans le Turonien « supérieur » des Massifs d'Uchaux et de la Cèze. *Colloque sur le Turonien*, ce volume.

FARAUD M. (1940). — Le genre *Vascoceras* dans le Turonien du Gard. *Bull. Soc. étud. Sc. nat. Vaucluse*, n° 3 et 4, p. 1-24, pl. I-II.

GROSSOUVRE A. de (1901). — Recherches sur la craie supérieure. Stratigraphie générale. *Mém. carte géol. France*, p. 1-783.

HANCOCK J. M. *et al.* (1977). — Towards a correlation of the Turonian sequences of Japan with those of North-West Europe. *Palaeont. Soc. Japon*, spec. pap. 21, p. 151-168.

HANCOCK J. M., KENNEDY W. J. (1981). — Upper Cretaceous Ammonite Stratigraphy : Some Current Problems. *Syst. Ass. Special vol.* n° 18, The Ammonoidea, Acad. Press, p. 531-553.

KENNEDY W. J., JUIGNET P. (1977). — *Ammonites diartianus* d'ORB. 1850, Vascoceratidae du Cénomanien supérieur de Saint-Calais (Sarthe). *Geobios*, n° 10, fasc. 4, p. 583-595, pl. 1-2.

MENNESSIER G. (1950). — Monographie géologique du Massif d'Uchaux. *Bull. Serv. carte géol. France* n° 227, p. 1-50, pl. 1-2.

ORBIGNY A. d' (1852). — Cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphique. Ed. Masson, Paris, p. 1-847.

ROBASZYNSKI F., AMEDRO F. coord. (1980). — Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais. *Rev. micropal.*, vol. 22, n° 4, p. 195-321, pl. 1-20.

WRIGHT C. W. (1957). — In MOORE R. C., Treatise on Invertebrate Paleontology. Part L, Mollusca 4, Cephalopoda Ammonoidea. Univ. Kansas Press.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

AMMONITE ZONATION AND CORRELATION OF THE UPPERMOST CENOMANIAN AND TURONIAN OF SOUTHERN ENGLAND AND THE TYPE AREAS OF SARTHE AND TOURAINE IN FRANCE

PAR

W. J. KENNEDY * C. W. WRIGHT * et J. M. HANCOCK **

Abstract :

The predominantly boreal ammonite faunas of the highest Cenomanian of the Anglo-Paris Basin allow a division into Zones of *Metoicoceras geslinianum* below and *Neocardioceras juddii* above. The Turonian can be subdivided into Zones of *Watinoceras coloradoense* (oldest), *Mammites nodosoides, Collignoniceras woollgari* and *Subprionocyclus neptuni* (youngest). The base of the Coniacian should be drawn at the base of the Zone of *Reesideoceras petrocoriensis.*

The *M. geslinianum* and *N. juddii* Zones can both be recognised in the type area of the Cenomanian, and all but the *juddii* Zone are proven by ammonites in the stratotype Turonian between Saumur and Montrichard. The occurrence of the Tethyan genera *Nigericeras, Vascoceras* and *Thomasites* in an unnamed interval between the *geslinianum* and *juddii* Zones indicates that " Lower Turonian " beds of some Tethyan sequences are synchronous with the Upper Cenomanian of the stratotype areas.

ZONATIONS ET CORRÉLATIONS PAR LES AMMONITES DU CÉNOMANIEN TERMINAL ET DU TURONIEN DU SUD DE L'ANGLETERRE ET DES RÉGIONS STRATOTYPIQUES (SARTHE ET TOURAINE — FRANCE)

Résumé :

Les faunes d'ammonites boréales du Cénomanien terminal du Bassin anglo-parisien permettent une division en Zones à *Metoicoceras geslinianum* et *Neocardioceras juddii.* Dans le Turonien, on reconnaît les Zones à *Watinoceras coloradoense, Mammites nodosoides, Collignoniceras woollgari* et *Subprionocyclus neptuni.* Le Coniacien débute à la base de la Zone à *Reesideoceras petrocoriensis.*

Les Zones à *geslinianum* et *juddii* sont reconnues dans la région-type du Cénomanien et toutes les autres zones, à l'exception de celle à *juddii,* sont démontrées par les ammonites dans le stratotype du Turonien entre Saumur et Montrichard. La présence des genres mésogéens — *Nigericeras, Vascoceras* et *Thomasites* — dans un intervalle non-nommé entre les Zones à *geslinianum* et *juddii* indiquerait que les lits du « Turonien inférieur » de quelques séquences mésogéennes sont synchrones du Cénomanien supérieur des régions stratotypiques.

* University Museum, Oxford, OX1 3PW, England.
** King's College, London, WC2R 2LS, England.

Source : MNHN, Paris

INTRODUCTION

Development of an ammonite-based zonation of the uppermost Cenomanian and Turonian chalk facies of the Anglo-Paris Basin has been hampered for many years because of our poor understanding of many of the classic species described by Mantell, Sharpe, d'Orbigny, Schlüter and others, as well as a lack of carefully collected specimens placed firmly in stratigraphic order. As a result of revision of all the classic taxa of the region by WRIGHT and KENNEDY (1981) including material from the type areas of both stages (Cenomanian — KENNEDY and JUIGNET in press ; Turonian — KENNEDY and WRIGHT, 1979a, b, 1981 ; KENNEDY, COOPER and WRIGHT, 1979 ; KENNEDY, WRIGHT and HANCOCK, 1980a, b, c), the taxonomic base is now much improved, whilst our own new collections and those of Amedro, Badillet, Juignet, Woodroof and others have permitted new stratigraphic precision.

The zonation proposed here is, as with all zonations, a compromise between ease of recognition, area over which the zone can be recognised and precision of correlation.

Several of the divisions recognised here are at the limit of precision, even locally. Others can be subdivided further on a local basis, but cannot easily be correlated over wide areas, either because the key species are rare, are of limited geographic distribution, or show different local ranges. Zones are defined below on the basis of the appearance of key taxa, generally the index species. We define the *bases* of zones, and it is thus possible that if further work shows that additional zones can be recognised, they can be inserted into this framework.

THE ZONAL SEQUENCE

UPPER CENOMANIAN.

Metoicoceras geslinianum Zone.

The base of this zone is marked by the appearance of the index species. The following are restricted to the zone as a whole or to part of it : *Puzosia (Anapuzosia) dibleyi* (SPATH), *Pseudocalycoceras dentonense* (MOREMAN), *Tarrantoceras (Sumitomoceras) cautisalbae* WRIGHT and KENNEDY, *Euomphaloceras (Kanabiceras) septemseriatum* (CRAGIN), *Metoicoceras geslinianum* (D'ORBIGNY), *Vascoceras diartianum* (D'ORBIGNY), *Allocrioceras annulatum* (SHUMARD), *Sciponoceras gracile* (SHUMARD).

The following range from below : *Parapuzosia (Austiniceras) austeni* (SHARPE), *Calycoceras (Calycoceras) naviculare* (MANTELL), *Hamites* cf. *simplex* D'ORBIGNY, *Scaphites (Scaphites) equalis* J. SOWERBY.

This is equivalent to the previously proposed zones or subzones of *Metoicoceras pontieri, whitei* and *gourdoni* of authors, and to the lower part of the *Sciponoceras gracile* Zone of KENNEDY and HANCOCK (1978), RAWSON *et al.* (1978) and KENNEDY, JUIGNET and HANCOCK (1981).

This zone is well represented in the Plenus Marls, the *Actinocamax plenus* Zone of the Anglo-Paris Basin as this term is used by JEFFERIES (1962, 1963), and the unphosphatised fauna in Bed C of Devon (England).

Unnamed Zone.

Above the *geslinianum* Zone but below the *Neocardioceras juddii* Zone there occurs, at Shapwick Grange, Devon, a faunule of Tethyan affinities : *Puzosia (Puzosia) odiensis* KOSSMAT, *Kamerunoceras* aff. *puebloense* (COBBAN and SCOTT), *Nigericeras* cf. *gignouxi* SCHNEEGANS, *Thomasites gongilensis tectiformis* (BARBER) and *Thomasites gongilensis lautus* (BARBER).

This has not yet been found elsewhere in the Anglo-Paris Basin and therefore we hesitate to name it formally at this time.

Source : MNHN, Paris

Neocardioceras juddii Zone.

The base of this zone is marked by the appearance of *Neocardioceras juddii* (BARROIS and GUERNE) and subspecies, plus *Neocardioceras tenue* WRIGHT and KENNEDY, *Thomelites serotinus* WRIGHT and KENNEDY, and *Sciponoceras bohemicum anterius* WRIGHT and KENNEDY. Also present are *Thomasites gongilensis lautus* (BARBER), *Allocrioceras annulatum* (SHUMARD), *Spathites (Jeanrogericeras) subconciliatus* (CHOFFAT) and *Thomasites* cf. *rollandi* (PERON).

The fauna of this zone is well represented at the base of the Middle Chalk in Devon, England, and the index species was originally described from northern France. The zone can be recognised widely at or just above the base of the Middle Chalk in England and its correlatives in the Boulonnais and Normandy on the basis of the occurrence of floods of *Sciponoceras bohemicum anterius*.

TURONIAN.

Watinoceras coloradoense Zone.

The base of the zone is marked by the appearance of diverse *Watinoceras* species : *W. amudariense* (ARKHANGUELSKY), *W. depressum* WRIGHT and KENNEDY, *W. devonense* WRIGHT and KENNEDY, *W. coloradoense praecursor* WRIGHT and KENNEDY, *Watinoceras* cf. *jackeli* (SOLGER) and *Mammites* sp. juv.

The zone is represented by rich faunas from the lower parts of the Middle Chalk above the *juddii* Zone in Devon, England, and sparingly in the same unit in south-east England. Museum specimens point to its presence in the Craie Marneuse of the southern and western Paris Basin.

Mammites nodosoides Zone.

The base of the zone is marked by the appearance of *Mammites nodosoides* (SCHLÜTER), accompanied by *Lewesiceras peramplum* (MANTELL), *Mammites wingi wingi* MORROW, *Metasigaloceras rusticum* (J. SOWERBY), *Pseudaspidoceras* cf. *footeanum* (STOLICZKA), *Fagesia catinus* (MANTELL) and *Fagesia pachydiscoides* (SPATH).

Large ammonites of this assemblage are frequent in the lower part of the English Middle Chalk and its correlatives thoughout the whole of southern England, the Boulonnais, Haute Normandie and the Pays de Caux, but collecting difficulties mean that the relative order of appearance of these taxa is not precisely documented. Rare specimens of *Kamerunoceras turoniense* (D'ORBIGNY) and *Lecointriceras fleuriausianum* (D'ORBIGNY) may be from this zone, or from the zone above.

Collignoniceras woollgari Zone.

The base of this zone is marked by the appearance of *Collignoniceras woollgari* (MANTELL). The only other common ammonite in the Chalk of the Anglo-Paris Basin is *Lewesiceras peramplum* (MANTELL), which ranges from below. Because other ammonites are so rare in chalk facies (unlike the situation in Sarthe and Touraine discussed below), it is not possible to be certain of the relative position of *Collignoniceras carolinum* (D'ORBIGNY), *Didymoceras* sp. and *Scaphites* cf. *geinitzi* (D'ORBIGNY), although *Romaniceras ornatissimum* (STOLICZKA) occurs high in the zone.

It is our view that the most useful subdivision of this zone on a regional basis will prove to be on the change in ornament of the index species, from the early form with intercalated ventral ribs and siphonal tubercles more numerous than ventrolateral in middle and late growth — *C. woollgari woollgari* — to the late form with equal numbers of siphonal and ventrolateral tubercles — *C. woollgari regulare* HAAS (see COBBAN and HOOK, 1979 for details).

This zone is widely recognisable in the upper parts of the English Middle Chalk and their correlatives throughout the Anglo-Paris Basin.

Source : MNHN, Paris

Subprionocyclus neptuni Zone.

The base of the zone is marked by the appearance of *Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ) and *Lewesiceras mantelli* WRIGHT and WRIGHT. Whereas small ammonites are rare in the *nodosoides* and *woollgari* Zones, they become locally abundant in the English Chalk Rock (WRIGHT, 1979), although many, no doubt evolved somewhat earlier : *Puzosia (Puzosia) curvatisulcata* CHATWIN and WITHERS, *Lewesiceras woodi* WRIGHT, *Pseudojacobites farmeryi* (CRICK), *Tongoboryceras rhodanicum* (ROMAN and MAZERIN), *Subprionocyclus hitchinensis* (BILLINGHURST), *S. branneri* (ANDERSON), *S. normalis* (ANDERSON),*Metaptychoceras smithi* (WOODS), *Sciponoceras bohemicum* (FRITSCH), *Baculites undulatus* (D'ORBIGNY), *Anisoceras reidi* (WRIGHT), *Allocrioceras angustum* (J. de C. SOWERBY), *A. strangulatum* WRIGHT, *A. billinghursti* KLINGER, *A.* cf. *cuvieri* (SCHLÜTER), *Neocrioceras (Schlueterella) multinodosum* (SCHLÜTER), *Didymoceras saxonicum* (SCHLÜTER), *Hyphantoceras reussianum* (D'ORBIGNY), *Scaphites (Scaphites) geinitzii* D'ORBIGNY and subspecies, *S. kieslingwaldensis* LANGENHAN and GRUNDEY, *S. lamberti* GROSSOUVRE and subspecies, *S. diana* WRIGHT, *S. pseudoequalis* YABE, *Otoscaphites bladenensis* (SCHLÜTER) and *O. reidi* WRIGHT.

The few specimens of *Romaniceras (Romaniceras) deverianum* (D'ORBIGNY) known from Chalk sequences — seven from England, and none to our knowledge from France — are nowhere associated with other ammonites, and we do not know if it is a *woollgari* or *neptuni* Zone species, nor if it is limited to a distinct horizon. Because it is so rare it would be misleading to re-introduce a *deverianum* Zone into the Anglo-Paris Basin succession.

CONIACIAN.

Coniacian ammonites are so rare in the chalk facies of the Anglo-Paris Basin that it would be foolish to try to form a zonation based on records from this area. The lowest ammonites in the Coniacian of the Cognac area, and also present in the Craie de Villedieu of Touraine, are specimens of *Reesideoceras petrocoriensis* (COQUAND) (= *R. gallicum* BASSE), and as we have discussed elsewhere (HANCOCK and KENNEDY 1981) the basal zone of the Coniacian should be called the *Reesideoceras petrocoriensis* Zone. This is the *Barroisiceras haberfellneri* Zone of de Grossouvre and many other authors, but it should be noted that none of de Grossouvre's specimens of *B. haberfellneri* actually belong to Hauer's species ; true *B. haberfellneri* has not yet been found in France, and is not demonstrably Coniacian at this time.

In 1977 there was a gap in the ammonite record in western Europe between the *neptuni* and *petrocoriensis* Zones that might be equivalent to the *Reesidites minimus* Zone of Japanese authors. We can now show that *S. neptuni* extends to the top of the local Turonian in Touraine (see below).

Use of a *Peroniceras tridorsatum* Zone for the base of the Coniacian in the Anglo-Paris Basin chalk sequences (e.g. AMEDRO and ROBASZYNSKI, 1978) is highly misleading. Not only are ammonites too rare to provide a basis for zonation, but evidence available elsewhere in the world suggests that *Peroniceras* appears some way above the base of the stage.

CORRELATION WITH THE STRATOTYPES

The environs of Le Mans, Sarthe, are the type area of the Cenomanian stage. The *M. geslinianum* Zone is well represented in the Sables à *Catopygus obtusus* and the Sables de Bousse by the index species and other forms such as C. *(Calycoceras) naviculare, Pseudocalycoceras dentonense, Eucalycoceras pentagonum, Euomphaloceras (Kanabiceras) septemseriatum, Metengonoceras* cf. *dumbli* (CRAGIN), *Proplacenticeras* cf. *memoriaschloenbachi* (LAUBE and BRUDER), *Sumitomoceras* sp. and *Sciponoceras gracile.* In south-eastern Sarthe the Sables à *Catopygus obtusus* have been reworked and derived cobbles and remanié phosphatic ammonites occur in the succeeding Craie à *Terebratella caran-*

Source : MNHN, Paris

tonensis. This unit has also yielded a specimen of *Neocardioceras juddii juddii* from a short distance above the base at St. Calais.

There are few ammonites from the Craie Marneuse, but *nodosoldes* Zone forms are recorded in the literature.

The type area of the Turonian stage, insofar as this is limited by d'Orbigny, is the stretch between Saumur (on the Loire) and Montrichard (on the Cher). This geographical limitation on the type area has been ignored by most subsequent geologists.

In the true type area, the Marnes à Ostracées in the environs of Saumur have yielded a range of taxa, as described by AMEDRO, BADILLET and ROBASZYNSKI (1981). KENNEDY and JUIGNET (1981) have inferred that the correlatives of this unit are the source of the type specimen of *Neolobites vibrayeanus* (D'ORBIGNY), plus specimens including C. *(C.) naviculare* and *Pseudocalycoceras* species. The *geslinianum* Zone is represented in the area in the correlative of the Sables à *Catopygus obtusus* at Gennes (called Craie à *Terebratella carantonensis* by AMEDRO and BADILLET, 1978), with *Metoicoceras geslinianum, E. (Kanabiceras) septemseriatum* and *Sciponoceras gracile* ; and in a clay facies at Saumur itself (KENNEDY and JUIGNET, 1981). The *juddii* Zone is not yet recognised in the area, but we have found *Watinoceras* indicative of the *coloradoense* Zone near Cizay-la-Madeleine low in the Craie Marneuse. *Mammites nodosoides* occurs in the transition up into the Tuffeau Blanc at the same locality. We have also recognised the *geslinianum* and *coloradoense* Zones on the basis of new finds of ammonites along the Canal du Berry beyond the stratotype.

We were clearly wrong when we stated that ammonites in the Tuffeau Blanc near Saumur were restricted to the St. Cyr-en-Bourg Fossil Bed (HANCOCK, KENNEDY and WRIGHT, 1977), a name with priority over Couche à *Exogyra columba* of AMEDRO and BADILLET (1978). These authors record below the Fossil Bed an assemblage Zone of *Spathites (Jeanrogericeras) revelieereanus* (COURTILLER) that includes *Neoptychites cephalotus* (COURTILLER), *Kamerunoceras turoniense* (D'ORBIGNY) and *Collignoceras woollgari*. All these species occur alongside *Lecointriceras fleuriausianum* (D'ORBIGNY) and *Romaniceras kallesi* (ZAZVORKA) in the St. Cyr-en-Bourg Fossil Bed, but according to Amedro and Badillet the *Neoptychites, Spathites* and *Kamerunoceras* do not range above the Fossil Bed in The Saumur district. The *nodosoides-woollgari* Zone boundary must lie close to the transition from Craie Marneuse to Tuffeau Blanc. All specimens of *C. woollgari* that we have seen from the Saumur region belong to the early form of the species, and therefore the locally recognised *Romaniceras kallesi* Zone/Subzone is equivalent to the lower (but not lowest) part of the *woollgari* Zone.

Higher ammonite faunas are not well known from the area between Saumur and Montrichard. At Bourré, which is beyond Montrichard and thus outside the type region, the upper part of the Tuffeau de Bourré yielded ammonites in the last century, when the formation was worked by hand. We ourselves have seen no ammonites at all in this area, and even DE GROSSOUVRE (1901, p. 335) noted that scarcely a couple of ammonites a year were found by the workmen. The list includes (revised determinations) : *Pseudotissotia (Pseudotissotia) gallienni* (D'ORBIGNY), *Romaniceras (Yubariceras) ornatissimum* (STOLICZKA) (= *R. deverioides* (DE GROSSOUVRE) and *R. d. armata* of HANCOCK, KENNEDY and WRIGHT, 1977), *Collignoniceras canthus* (SORNAY), *C. turoniense* (SORNAY) *Lewesiceras peramplum*. Poncé in Sarthe is also famous for its ammonites, including *Lewesiceras peramplum, R. (Y.) ornatissimum* (= *R. deverioide inerme* and *armata* and var. 3 of HANCOCK, KENNEDY and WRIGHT) and *P. (Pseudotissotia) gallienni*. The late form of C. *woollgari* occurs at both these localities.

De Grossouvre thought that this fauna was younger than that at Bourré, but we have no evidence either way and can only say that they both fall within the *ornatissimum* Zone/Subzone, and are equivalent to the upper Subzone of the *woollgari* Zone.

Ammonites are very rare above this. We have seen *R. (Romaniceras) deverianum* from the zone à *Callianassa archiaciana* of St. Georges (Hébert Coll. no. 61-624, now in the Sorbonne Collections) ; *Coilopoceras requienianum* (D'ORBIGNY) from Courtinot (also Hébert Collection), and a series of poor *Romaniceras* and *Lewesiceras* in the Lecointre Collection from the Tuffeau Jaune of various localities. DE GROSSOUVRE recorded *Ammonites deveriai* and *A. requieni* from St. Georges-sur-Cher (1889, pp. 495-499), *Gauthiericeras bravaisi* from Clion (1901, p. 336) and *Sphenodiscus requieni* (rena-

Source : MNHN, Paris

med *Coilopoceras grossouvrei* by HYATT, 1903, p. 100, pl. 12, fig. 7) from Usseau (DE GROSSOUVRE, 1894, p. 141).

In his description of the occurrence at Clion, he records the ammonites as coming from the upper part of the Pierre de Clion, which itself forms the bottom of the Tuffeau Jaune de Touraine. We now have *Coilopoceras requienianum* at Vreigne near Francueil in the Cher Valley, also well below the top of this unit, and a *Subprionocyclus* sp. intermediate between *S. neptuni* and *S. hitchinensis* from the Tuffeau Jaune of La Chartre-sur-Loir, Sarthe (OUM K25092) collected by P. Woodroof ; sadly, this specimen cannot be used to date the *R. deverianum-C. requienianum* fauna from the other localities.

A specimen of *Subprionocyclus neptuni*, from no more than 45 cm below the base of the Craie de Villedieu at Villedieu-Trehet, shows that the *neptuni* Zone extends to the top of the Turonian there.

BIBLIOGRAPHICAL REFERENCES

AMEDRO, F. & BADILLET, G. (1978). — Répartition des ammonites dans quelques coupes du Turonien des environs de Saumur (Maine-et-Loire). — *C. r. Acad. Sci. Paris*, (D.) 286, 323-325.

AMEDRO, F. BADILLET, G. & ROBASZYNSKI, F. (1981). — Un horizon à *Pseudocalycoceras* (Ammonoidea) dans les Marnes à Ostracées de l'Anjou (Cénomanien supérieur). — *Annls. Soc. géol. N.*, 99, 491-498, pls. 17-18.

AMEDRO, F. & ROBASZYNSKI, F. (1978). — *Peroniceras*, faunes et microfaunes associées dans le Nord de la France. Comparaison de quelques sections dans le Turonien-Coniacien. — *Annls Soc. géol. N.*, 98, 35-50, 5 pls.

COBBAN, W. A. & HOOK, S. C. (1979). — *Collignoniceras woollgari woollgari* (Mantell) ammonite fauna from Upper Cretaceous of Western Interior, United States. — *Mem. Inst. Min. Technol. New Mex.*, 37, 51 pp.

GROSSOUVRE, A. de (1889). — Sur le terrain crétacé dans le Sud-Ouest du bassin de Paris. — *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3) 17, 475-525, pls. 11-12.

GROSSOUVRE, A. de (1894). — Recherches sur la craie supérieure 2 : paléontologie. Les ammonites de la craie supérieure. — *Mém. Serv. Carte géol. dét. Fr.*, 264 pp., 39 pls. (mis-dated 1893).

GROSSOUVRE, A. de (1901). — Recherches sur la craie supérieure 1 : stratigraphie générale. — *Mém. Serv. Carte géol. dét. Fr.*, 1013 + vii pp.

HANCOCK, J. M. & KENNEDY, W. J. (1981). — Upper Cretaceous ammonite stratigraphy : some current problems. — *In* House, M. R. & Senior, J. R. (eds) The Ammonoidea, — *Spec. Vol. Syst. Ass.*, 18, 531-553.

HANCOCK, J. M., KENNEDY, W. J. & WRIGHT, C. W. (1977). — Towards a correlation of the Turonian sequences of Japan with those of north-west Europe. — *Spec. Pap. palaeont. Soc. Japan*, 21, 151-168.

HYATT, A. (1903). — Pseudoceratites of the Cretaceous. — *Monogr. U. S. geol. Surv.*, 44, 351 pp., 47 pls.

JEFFERIES, R. P. S. (1962). — The palaeoecology of the Actinocamax plenus Subzone (Lowest Turonian) in the Anglo-Paris Basin. — *Palaeontology*, 4, 609-647.

JEFFERIES, R. P. S. (1963). — The stratigraphy of the *Actinocamax plenus* Subzone (Turonian) in the Anglo-Paris Basin. — *Proc. Geol. Ass.*, 74, 1-33, pls. 1-2.

KENNEDY, W. J. & HANCOCK, J. M. (1978). — The mid-Cretaceous of the United Kingdom. *In* Reyment, R. A. & Thomel, G. (eds) Événements de la Partie moyenne du Crétacé. — *Annls Mus. Hist. nat. Nice*, 4, v-72 pp.

KENNEDY, W. J. & JUIGNET, P. (1981). — Upper Cenomanian ammonites from the environs of Saumur, and the provenance of the types of *Ammonites vibrayeanus* and *Ammonites geslinianus*. — *Cretaceous Research*, 2, 19-49.

KENNEDY, W. J. & JUIGNET, P. (in press). — A revision of the ammonite fauna of the type Cenomanian 1 : introduction, Ancycloceratina. — *Cretaceous Research*.

KENNEDY, W. J., JUIGNET, P. & HANCOCK, J. M. (1981). — Upper Cenomanian ammonites from Anjou and the Vendée, western France. — *Palaeontology*, 24, 25-84, pls. 3-17.

KENNEDY, W. J. & WRIGHT, C. W. (1979a). — On *Kamerunoceras* Reyment, 1954 (Cretaceous : Ammonoidea). — *J. Paleont.*, 53, 1165-1178, 4 pls.

KENNEDY, W. J. & WRIGHT, C. W. (1979b). — Vascoceratid ammonites from the type Turonian. — *Palaeontology*, 22, 665-683, pls. 82-86.

Source : MNHN, Paris

KENNEDY, W. J., WRIGHT, C. W. & COOPER, M. R. (1979). — On *Ammonites galliennei* d'Orbigny, 1850. — *Bull. geol. Inst. Uppsala*, N.F. 8, 5-15.

KENNEDY, W. J., WRIGHT, C. W. & HANCOCK, J. M. (1980a). — The European species of the Cretaceous ammonite *Romaniceras* with a revision of the genus. — *Palaeontology*, 23, 325-362, pls. 39-50.

KENNEDY, W. J., WRIGHT, C. W. & HANCOCK, J. M. (1980b). — Collignoniceratid ammonites from the mid-Turonian of England and northern France. — *Palaeontology*, 23, 557-603, pls. 62-77.

KENNEDY, W. J., WRIGHT, C. W. & HANCOCK, J. M. (1980c). — Origin, evolution and systematics of the Cretaceous ammonite *Spathites*. — *Palaeontology*, 23, 821-837, pls. 104-106.

RAWSON, P. F. *et al.* (1978).— A correlation of Cretaceous rocks in the British Isles. — *Spec. Rep. geol. Soc. Lond.*, 9, 70 pp.

WRIGHT, C. W. (1979). — The ammonites of the English Chalk Rock (Upper Turonian). — *Bull. Brit. Mus. nat. Hist. (Geol.)*, 31, 281-332, pls. 1-7.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

LES INOCÉRAMES DU TURONIEN FRANÇAIS ET LEUR RÉPARTITION STRATIGRAPHIQUE

PAR

Jacques SORNAY *

Résumé :

La répartition stratigraphique des Inocérames au Turonien en France est encore mal connue. Les recherches récentes ont précisé cette répartition dans deux régions : le Nord de la France (régions du Pas-de-Calais et de la Somme) et la région de Saumur dans la vallée de la Loire. Les résultats de ces recherches sont donnés ici.

INOCERAMS IN THE FRENCH TURONIAN AND THEIR STRATIGRAPHICAL REPARTITION

Abstract :

The stratigraphical repartition of Turonian Inocerams in France is incompletely known still. A review of recently made researches in North France (Pas-de-Calais, Somme) and in West center of France (Loire valley, near Saumur) is given here with precisions concerning Inoceram species in the lower Turonian and the repartition of Inocerams on the Turonian-Coniacian boundary.

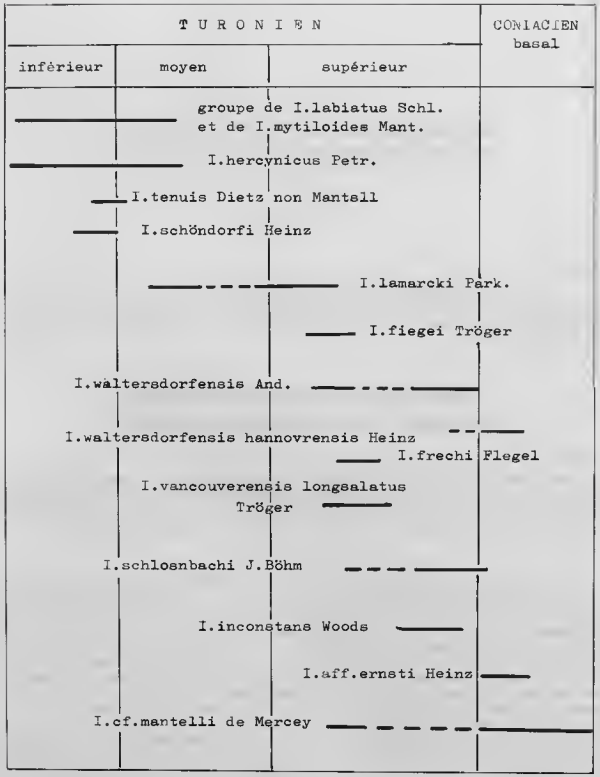
La connaissance de la répartition stratigraphique des Inocérames dans le Turonien peut rendre de grands services là où les Ammonites sont rares ou absentes dans cet étage. Mais le problème est alors de pouvoir corréler les zones d'Inocérames reconnues avec les zones d'Ammonites. C'est pourquoi il est important d'avoir des coupes étudiées zonalement où on trouve à la fois des Ammonites et des Inocérames. C'est le cas dans le Boulonnais où deux coupes ont été décrites par F. AMEDRO de 1975 à 1979. Et je suis heureux de le remercier ici de m'avoir confié l'étude de ses récoltes d'Inocérames.

Une autre région doit encore être étudiée ici, bien que la coupe du Turonien y soit moins complète que dans le Boulonnais. C'est la région de Saumur dans le Maine-et-Loire. Par contre, dans la moitié S de la France, les récoltes d'Inocérames sont peu nombreuses et très dispersées. On ne peut en tirer aucune vue d'ensemble sur la répartition des espèces.

Alors que, sauf rares exceptions (G. THOMEL, 1973), on a toujours admis que l'apparition du groupe d'*I. labiatus* (s.l.) marque la base du Turonien, la position de la limite Turonien-Coniacien a été l'objet de vives discussions depuis une quarantaine d'années.

* Institut de Paléontologie, Muséum national d'Histoire naturelle, 8, rue de Buffon, 75005 Paris.

Source : MNHN, Paris



Répartition des Inocérames turoniens au Blanc-Nez et à Caffiers, très simplifiée, d'après le tableau de F. Amedro (1979)

Source : MNHN, Paris

Position de la limite Turonien-Coniacien hors de France.

À la suite de Cl. Schlüter (1876-77), on a admis en Europe que la limite supérieur du Turonien se plaçait au-dessus des couches contenant *I. schloenbachi* J. B. Mais les observations de J. Soukup (1959) et de Z. Radwanska (1963) ont montré que *I. schloenbachi* se rencontre en Tchécoslovaquie associé à des *Peroniceras* du Coniacien inférieur. Les auteurs russes admettent maintenant que la totalité des couches contenant *I. schloenbachi* est d'âge coniacien. C'est aussi l'opinion qui prévaut en Angletrre et, en Allemagne, E. Seibertz (1979) adopte la même position. Cependant, K. A. Tröger (1974) n'a pas une position aussi tranchée. Il considère que les couches à *I. schloenbachi* sont à cheval sur les deux étages Turonien et Coniacien.

La limite Turonien-Coniacien dans le Boulonnais.

Des récoltes d'Inocérames banc par banc ont été faites par F. Amedro dans deux coupes situées dans le Pas-de-Calais. Ce matériel m'a permis (F. Amedro *et al.*,1979 ; F. Robaszynski *et al.*, 1980) de dresser le tableau de répartition des espèces turoniennes que je donne ici un peu modifié sur les indications de F. Amedro (in litt.) et très simplifié.

Ce tableau qui combine pour sa partie supérieure la coupe de Caffiers à celle du Blanc-Nez est provisoire. Il faudra de nouvelles recherches pour déterminer l'extension stratigraphique exacte des divers taxons. De plus, certaines formes caractéristiques du Turonien comme *I. striato-concentricus* Gümb. et *I. costellatus* Woods n'ont pas encore été trouvées en Boulonnais.

Tel qu'il est, ce tableau montre que *I. schloenbachi* est une forme turono-coniacienne puisqu'il est connu dès les niveaux turoniens à *Subprionocyclus*. On est ainsi conduit à rejeter l'opinion de E. G. Kauffman (1976, 1977) et de E. Seibertz (1979) qui font de *I. schloenbachi* une forme uniquement coniacienne, et à revenir à la position de K. A. Tröger (1974) pour qui l'espèce est à cheval sur le Turonien et le Coniacien.

En outre, ce tableau montre que *I. mantelli* de Merc. débute dans le Turonien supérieur et non pas dans le Coniacien (O. Seitz, 1962, E. G. Kauffman, 1976). Enfin *I. lamarcki* atteint le début du Turonien supérieur comme l'a déjà montré E. Seibertz (1979) tandis que *I. mytiloides* Mant. et *I. hercynicus* Petr. débutent tous deux presque à la base du Turonien et disparaissent à peu près ensemble dans le Turonien moyen.

Toujours dans le Nord de la France, il faut signaler enfin que, en Picardie aussi, les récoltes de G. Mennessier et de ses collaborateurs montrent que *I. schloenbachi* et *I. inconstans* Woods apparaissent dès le Turonien supérieur (G. Mennessier et J. Sornay, 1980). Mais la pauvreté de la Picardie en Ammonites empêche ici de donner des répartitions d'Inocérames aussi précises qu'en Boulonnais.

La faune d'Inocérames de la région de Saumur.

La stratigraphie du Turonien de la région a été donnée par F. Amedro et G. Badillet (1978) et les Inocérames recueillis à cette occasion ont permis de préciser la répartition des espèces dans le haut du Turonien inférieur et le début du Turonien moyen (G. Badillet et J. Sornay, 1980 ; G. Alcayde *et al.*, 1981). Seuls quelques gisements sont situés dans le Turonien inférieur élevé (tuffeau marneux à *M. nodosoides* Schloth.) et ont fourni : *I. goppelnensis* Sorn. et ses sous-espèces, *I. mytiloides, I.* cf. *hercynicus*. Mais la plupart des gisements sont du début du Turonien moyen (tuffeau à *S. reveliereanus* (Court.)). Ils contiennent la même faune que les gisements précédents et, en plus, *I. hercynicus* et *I. hercynicus amudariensis*. La seule différence entre les deux niveaux est la présence dans les couches à *S. reveliereanus* de *I. hercynicus* bien caractérisé alors qu'il est rare et mal conservé dans le tuffeau marneux.

Comme l'ont indiqué G. Badillet et J. Sornay (1980), il n'est pas possible de reconnaître dans le Saumurois des répartitions différentes pour *I. labiatus, I. mytiloides, I. goppelnensis* et

Source : MNHN, Paris

I. hercynicus, comme le dit KAUFFMAN (1976, 1977). On pourrait penser à des questions de remaniement dans le Saumurois, mais les fossiles semblent y être trop fragiles pour avoir pu supporter un remaniement. Dans l'état actuel des recherches, la faune à *I. mytiloides* ne peut donc pas servir, seule, à caractériser le Turonien inférieur aussi bien à Saumur que dans le Nord de la France.

Les faunes turoniennes d'Inocérames dans le reste de la France.

Nos connaissances sont très limitées dans le reste de la France, faute de récoltes systématiques d'Inocérames.

En Seine-Maritime, dans le Poitou et la Charente, on connaît les espèces du Saumurois mais sans grande précision stratigraphique. Il en est de même dans le SE de la France (Gard, Drôme et Vaucluse) où la faune du Saumurois est connue dans les mêmes conditions. De son côté le Turonien supérieur a fourni *I. securiformis* Heinz, *I. carpathicus* Sim. et *I. inconstans* dans les couches de passage au Coniacien. Même chose encore dans les Alpes-Maritimes, les Alpes de Haute-Provence et la Basse-Provence. On a des citations isolées d'espèces de Saumur pour le Turonien inférieur, le Turonien supérieur ayant fourni diverses formes connues en Allemagne et dans le Nord de la France. Mais sans récoltes bien horizontées, on ne peut rien en dire de précis.

CONCLUSIONS

D'après ce qu'on vient de voir, notre connaissance de la faune d'Inocérames du Turonien de France est encore très fragmentaire, sauf pour le Nord de la France (région de Calais et du Blanc-Nez) et pour Saumur. Et, même dans ces régions bien connues, beaucoup reste à faire. À Saumur, on ne connaît d'Inocérames que dans la partie supérieure du Turonien inférieur et au début du Turonien moyen. Le reste du Turonien n'en a pas encore fourni. Quant au Nord de la France, la répartition des Inocérames y montre encore bien des imprécisions du fait de la pauvreté en Ammonites. Mais, bien qu'incomplétement connue, la répartition des Inocérames permet de dire que, dans l'état actuel de nos connaissances, les couches à *I. schloenbachi* ne doivent pas être mises en entier dans le Coniacien comme le pensent E. G. KAUFFMAN et E. SEIBERTZ, mais à cheval sur la limite Turonien-Coniacien comme le dit TRÖGER. Il est cependant certain que de nombreuses recherches sont encore à faire dans le reste de la France, en particulier dans le S du bassin Parisien et dans tout le bassin du Rhône, pour avoir une image cohérente de la répartition des Inocérames dans le Turonien français.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALCAYDÉ G. *et al.* (1981). — Le Turonien de la région type, Touraine et Saumurois. *Bull. S.N.E.A.* (P.), à paraître.

AMEDRO F. *et al.* (1979). — Échelles biostratigraphiques du Turonien au Santonien dans les craies du Boulonnais (macro-, micro-, et nannofossiles). *Ann. Soc. géol. Nord*, 98, 287-305, fig., pl.

AMEDRO F., BADILLET G. (1978). — Répartition des ammonites dans quelques coupes du Turonien des environs de Saumur (Maine-et-Loire). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 286 D, 323-325, fig.

BADILLET G., SORNAY J. (1980). — Sur quelques formes du groupe d'*Inoceramus labiatus* décrites par O. Seitz. Impossibilité d'utiliser ce groupe pour une datation stratigraphique du Turonien inférieur du Saumurois. *R. C. Acad. Sci. Paris*, 290 D, 323-325, fig.

KAUFFMAN E. G. (1976). — An outline of middle Cretaceous marine history and Inoceramid biostratigraphy in the Bohemian basin, Czechoslovakia. *Ann. Mus. Hist. nat. Nice* 4, 13, 1-12, 5 pl.

KAUFFMAN E. G. (1977). — Systematic biostratigraphic and biogeographic relationships between middle Cretaceous euramerican and North Pacific Inoceramidae. *Palaeont. Soc. Japan*, spec. Pap., 21, 169-212.

MENNESSIER G., SORNAY J. (1980). — Atlas des macrofossiles des craies de Picardie (Cénomanien supérieur-Campanien). 1. Inocérames, Ammonites et Nautiles. Édit. C.N.D.P., C.R.D.P. Amiens, 1-41, 10 pl.

Source : MNHN, Paris

RADWANSKA Z. (1963). — Die Grenze zwischen dem Turon und Coniac in innersüdetischen Mulde und dem Neisse Graben. *Ber. geol. Gesell. D.D.R.*, 8, 2, 163-197.

ROBASZYNSKI F. *et al.* (1980). — Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : Foraminifères, Nannoplancton, Dinoflagellés et Macrofaunes. *Rev. Micropaléont.*, 22, 4, 195-321, 28 fig., 20 pl.

SCHLÜTER Cl. (1976-77). — Kreide Bivalven. Zur Gattung *Inoceramus. Palaeontographica*, 24, 249-288, 4 pl.

SEIBERTZ E. (1979). — Biostratigraphie im Turon des SE-Münsterlands und Anpassung an die internationale Gliederung aufgrund von Vergleichen mit anderen Oberkreide-Gebieten. *Newsletter Stratig.*, 8, 2, 111-123, 5 fig.

SEITZ O. (1962). — Ueber *Inoceramus (Platyceramus) mantelli* de Mercey (Barrois) aus dem Coniac und die Frage des Byssus-Ausschnittes bei Oberkreide-Inoceramen. *Geol. Jarhrb.*, 79, 353-386, 6 fig., 4 pl.

SOUKUP G. (1959). — Die Kreide der Böhmischen Masse. *Jahrb. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresde*, 85-89.

THOMEL G. *et al.* (1973). — Atlas paléobiogéographique du Cénomanien des chaînes subalpines méridionales. *Ann. Mus. Hist nat. Nice*, (SuppL), 1, 29-50, cartes.

TRÖGER K. A. (1974). Zur Biostratigraphie des Ober-Turon bis Unter-Santon aus dem Schachtaufschluss der Zeche Grimberg IV bei Bergkamen (BRD). *Freib. Forsch. HC*, 298, 109-138, 10 pl., 4 fig., tabl.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

LES OSTRACODES DU TURONIEN FRANÇAIS

PAR
J. F. BABINOT * J. P. COLIN ** & R. DAMOTTE ***

Résumé :

Ce travail est une mise au point de l'état actuel de nos connaissances concernant les faunes d'ostracodes du Turonien français. Deux provinces faunistiques principales sont mises en évidence : Bassin de Paris (Touraine exclue), ensemble Touraine-Vendée-Aquitaine-Provence. Le renouvellement spécifique par rapport au Cénomanien est pratiquement total alors que très peu de genres nouveaux font leur apparition. On observe une accentuation du caractère crétacé supérieur déjà fortement ébauché au Cénomanien.

OSTRACODS OF THE FRENCH TURONIAN

Abstract :

This paper is an attempt to clarify the state of our knowledge concerning the ostracodes faunas of the French Turonian. Two main faunal provinces are revealed : Paris Basin (Touraine excluded) and a Mesogean province including Touraine-Aquitaine and Provence. On the specific level there is an almost complete renewal compared with the Cenomanian although very few new genera make their first appearance. There is confirmation of the Upper Cretaceous character already strongly established since the Middle Cenomanian.

INTRODUCTION

Jusqu'à présent, les faunes d'ostracodes du Turonien français étaient connues de façon ponctuelle par divers travaux de caractère essentiellement régional. À l'occasion de ce colloque, il nous a paru utile de réaliser une synthèse dans l'esprit de celle publiée sur le Cénomanien (BABINOT *& al.* 1978). Nous avons pour ceci comparé et confronté les résultats acquis dans les différentes régions dans lesquelles les faunes d'ostracodes du Turonien ont été étudiées : Bassin de Paris (Boulonnais et Touraine inclus), Vendée, Aquitaine, Provence, chaînes Subalpines, vallée du Rhône.

HISTORIQUE

Les travaux sur les ostracodes turoniens français sont inexistants jusqu'en 1961, date à laquelle MAGNE & POLVÈCHE publient un travail sur les niveaux à *Actinocamax plenus* du Boulonnais.

* Laboratoire de Géologie historique et Paléontologie, Université de Provence, Centre Saint-Charles, 13331 Marseille Cedex 3.

** Esso Production Research-European, 213 cours Victor Hugo, 33321 Bègles Cedex.

*** Laboratoire associé au C.N.R.S. n° 319, Stratigraphie comparée et Laboratoire de Micropaléontologie, Département de géologie sédimentaire, Université Pierre et Marie Curie, 4, place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05.

Source : MNHN, Paris

En 1962, DAMOTTE décrit plusieurs espèces nouvelles en Touraine, puis en 1971, présente sa monographie sur les ostracodes du Crétacé du Bassin de Paris. En 1968, BELLIER avait décrit brièvement les ostracodes du Turonien de Touraine (thèse non publiée).

Dans le Bassin Aquitain, les premières figurations d'ostracodes turoniens se trouvent dans l'ouvrage d'OERTLI (1963) sur les faunes d'ostracodes du Mésozoïque français : deux associations provenant du Turonien supérieur de Dordogne et du Lot-et-Garonne y sont illustrées. À noter qu'en 1962, DAMOTTE, dans son étude des ostracodes du Turonien de Touraine, faisait remarquer la présence d'éléments communs entre les faunes d'ostracodes du Sud du Bassin de Paris et la bordure orientale du Bassin Aquitain. Il faut attendre les années 1973 et 1974 pour que des études détaillées soient publiées sur les faunes d'ostracodes du Turonien de Dordogne par COLIN (1973a-c, 1974). En 1976, dans leur étude sédimentologique et paléogéographique du Turonien de la bordure septentrionale et du Bassin Aquitain, CASSOUDEBAT & PLATEL citent des associations d'ostracodes dans le Turonien inférieur de l'Angoumois et le Turonien supérieur du Périgord Noir. Récemment, en 1979, VIAUD *& al.* mentionnent une quinzaine d'espèces d'ostracodes dans le Turonien de Vendée.

Ce n'est qu'en 1973 que BABINOT publie sa première analyse sur les ostracodes du Turonien de Provence. La même année, BABINOT & TRONCHETTI établissent une biozonation à l'aide des foraminifères et des ostracodes. Dans les chaînes Subalpines, peu d'études ont été consacrées aux ostracodes. En 1972, DONZE & THOMEL signalent quelques espèces dans ce qu'ils considèrent comme étant du Turonien basal dans les Alpes de Haute-Provence. En 1970, DONZE *& al.* citent des ostracodes à la limite Turonien-Coniacien des Alpes-Maritimes.

Dans la vallée du Rhône, en 1963, OERTLI figure une association d'ostracodes dans le Turonien supérieur du Gard. En 1978, PARRON & TRIAT citent des ostracodes dans le Turonien supérieur du Vaucluse. C'est en Provence que, grâce au travail de BABINOT (1980), les ostracodes sont le mieux connus et leur répartition précisée.

BIOSTRATIGRAPHIE ET FAUNES D'OSTRACODES

A — BASSIN DE PARIS.

La stratigraphie en vigueur est celle adoptée lors du Colloque sur le Crétacé supérieur (1959). Pour LECOINTRE, en Touraine, l'étage épais d'environ 100 m est divisé comme suit :

— Turonien inférieur :
  + marnes à *Terebratella carentonensis*,
  + craie marneuse à *Mammites nodosoides* et *Inoceramus labiatus*.

— Turonien moyen :
  + tuffeau à *Acanthoceras bizeti* et *A. ornatissimum*.

— Turonien supérieur :
  + tuffeau à *A. deveriaii*.

En Normandie, le Turonien est d'épaisseur identique. On y distingue :

— la craie noduleuse à *I. labiatus*,
— la craie marneuse à *Terebratula semiglobosa*,
— la craie à *Holaster plenus, Scaphites geinitzi* et *Micraster breviporus*.

Dans l'Yonne, le Turonien a été divisé en six zones par LAMBERT (1881) & HURÉ (1933) :

— Turonien inférieur à *I. labiatus* (craie marneuse) :
  + zone A à *Actinocamax plenus*,
  + zone B à *Conulus subrotundus*.

Source : MNHN, Paris

— Turonien supérieur à *Micraster leskei* :

+ zone C à *Terebratula gracilis*,
+ zone D à *Cardiotaxis peroni* (craie marneuse),
+ zone E à *Sternotaxis plenus* (craie marneuse),
+ zone F à *Micraster icaunensis* (craie compacte).

En ce qui concerne les ostracodes, il faut, comme pour le Cénomanien, noter que les associations de Touraine sont nettement différentes de celles de l'ensemble du Bassin de Paris. Les affinités mésogéennes déjà reconnues dans l'étage précédent sont très affirmées. Par contre, il est difficile de distinguer des biozones à l'intérieur de l'étage, et cela pour l'ensemble du bassin. Touraine exceptée, le Turonien est crayeux et la faune d'ostracodes y est pauvre en espèces et nombre d'individus. On peut citer *Cythereis* gr. *dubiorta* OHMERT, *C. (Rehacytheris) longaeva* POKORNY, *Kamajcythereis couvrotensis* (DAMOTTE), *Imhotepia* gr. *marssoni* (BONNEMA).

Dans le Boulonnais, la faune turonienne est aussi pauvre en espèces et individus. Seuls les genres *Cytherella* et *Bairdia* sont relativement abondants. Il faut mentionner les espèces suivantes : *Cythereis* gr. *dubiorta, Curfsina* cf. *nuda* (JONES & HINDE), *Mosaeleberis macrophtalma* (BOSQUET) sensu KAYE, *Kamajcythereis couvrotensis, Karsteneis* cf. *pokornyi* DAMOTTE.

En Touraine, la faune est plus riche : *Bairdia* cf. *aculeata*, BONNEMA, *Mauritsina cuvillieri* (DAMOTTE), *Hazelina divisa* (DAMOTTE), *Limburgina grekovi* (DAMOTTE), *Pterygocythere pulvinata* DAMOTTE, *Dordoniella turonensis* DAMOTTE, *Neocythere verbosa* (DAMOTTE), *Asciocythere polita* DAMOTTE, *Planileberis praetexta* (DAMOTTE), *Veenia donzei* BADINOT... Quelques espèces cénomaniennes ont été reconnues dans les niveaux inférieurs du sondage de Civray en Indre-et-Loire, attribués au Turonien (DAMOTTE *& al.* cet ouvrage) : *Spinoleberis petrocorica* (DAMOTTE), *Cythereis (Rehacytheris) fournetensis* DAMOTTE.

Toujours en Touraine, BELLIER (1968) cite des espèces non retrouvées par DAMOTTE. D'après les figurations, les espèces identifiées comme *Cythereis interruptoidea* pourraient être une *Imhotepia* et *C. tuberosa* être *S. petrocorica*.

Cette faune de Touraine présente des affinités certaines avec la faune d'Aquitaine et de Provence.

B. — LE BASSIN AQUITAIN.

Les données concernant les ostracodes du Bassin d'Aquitaine proviennent essentiellement de la bordure orientale de ce bassin (Dordogne) et à un degré moindre du Lot-et-Garonne (OERTLI, 1963), de l'Angoumois (CASSOUDEBAT & PLATEL, 1976), et de la Vendée (VIAUD *& al.*, 1979, VIAUD, 1981).

Dans leur importante étude sédimentologique et paléogéographique du Turonien de la bordure septentrionale du Bassin Aquitain, CASSOUDEBAT & PLATEL ont reconnu les subdivisions suivantes :

— Séquence TA :

+ Ligérien : calcaires argileux micritiques avec rares foraminifères planctoniques (*Heterohelix, Guembelitria*) et petits Buliminidae (COLIN, 1973a-b). Dans la région de Gourdon et d'Angers, ces niveaux ont livré *Calycoceras naviculare*. Les ostracodes sont rares et généralement assez mal conservés du fait de la lithologie. En Dordogne, seulement six espèces ont été identifiées dans cette formation qui contient aussi de rares *Bairdia* et individus juvéniles ou nains de *Cytherella*. Aucune espèce commune avec le Cénomanien sous-jacent n'a été observée.

+ Angoumien inférieur : cette partie se différencie difficilement sur le terrain du Ligérien. On note néanmoins une sensible tendance régressive qui se marque par l'apparition dans des calcaires blancs micritiques de bryozoaires, polypiers, algues et débris de rudistes *(Biradiolites lumbricalis)*. Les ostracodes deviennent aussi plus fréquents et plus diversifiés. La plupart des espèces présentes dans le Ligérien persistent, auxquelles viennent s'ajouter un certain nombre de formes dont la plupart persistent jusqu'au sommet du Turonien.

Source : MNHN, Paris

— Séquence TB : Angoumien supérieur :

Dans la région des Eyzies-de-Tayac (Dordogne) où l'ostracofaune de l'Angoumien supérieur a été étudiée en détail (COLIN, 1973a-c, 1974), on observe une alternance de niveaux calcaires bioclastiques plus ou moins sableux et de couches marneuses souvent ligniteuses et gypseuses. Les rudistes sont souvent abondants (*Sphaerulites patera, Durania cornupastoris, Hippurites requieni...*). Un hard-ground rubéfié marque le sommet de l'étage, avant le début des marnes grises glauconieuses et bryozoaires et *Barroisiceras haberfellneri* du Coniacien inférieur. Les niveaux marneux intercalés dans la série carbonatée ont livré une faune d'ostracodes très riche et diversifiée, environ 25 espèces, avec dominance des genres *Trachyleberidea, Limburgina, Mauritsina, Pterygocythere, Asciocythere, Neocythere, Trochinius* et *Parapokornyella*. Les similitudes sont très grandes avec les faunes turoniennes de Provence (BABINOT, 1980) et de Touraine (DAMOTTE, 1962). Très peu d'espèces sont communes avec le Cénomanien supérieur. Notons cependant la présence de *Trochinius nucalis* BABINOT, qui fait son apparition en Dordogne et Provence dans le Cénomanien supérieur, disparaît dans les faciés micritiques du Turonien inférieur et réapparaît dans les marnes ligniteuses du sommet de l'étage. La présence dans les marnes à rudistes du genre *Alatanesidea* est aussi remarquable. Ce genre de Bairdiidae a été décrit dans les couches à rudistes du passage Cénomanien-Turonien du Portugal et de Grèce (COLIN & LAUVERJAT, 1978), et mentionné dans des niveaux identiques de Provence (BABINOT, 1980).

La distribution des ostracodes dans le Turonien de Dordogne est essentiellement contrôlée par la lithologie.

En Vendée, région de Challans-Comméquiers, VIAUD (1978) et VIAUD *& al.* (1979) ont reconnu les subdivisions suivantes dans le Turonien :

— Turonien inférieur : marnes et calcaires marneux à inocérames et *Jeanrogiceras.*

— Turonien moyen et supérieur :

+ marnes et argiles marneuses à *Exogyra columba gigas*,

+ calcaires coquilliers à ammonites se terminant par un hard-ground avec *Mammites nodosoides*.

Une quinzaine d'espèces d'ostracodes, toutes connues de la bordure orientale du Bassin Aquitain, ont été identifiées, principalement dans le Turonien moyen et supérieur. Citons *Neocythere verbosa, Mauritsina cuvillieri, Asciocythere polita, Dordoniella turonensis, Planileberis praetexta, Pterygocythere pulvinata, Hazelina divisa, Limburgina grekovi...*

C — LA PROVENCE.

Schématiquement, le Turonien provençal comprend deux grandes unités lithostratigraphiques :

— Ligérien : formations à dominante marneuse ou calcaréo-marneuse ;

— Angoumien : formations carbonatées dont l'extension vers le Nord déborde largement le Turonien marneux. Dans les secteurs du Soubeyran et du Mont-Caumes au Sud, on observe des apports détritiques importants (paléodelta du Soubeyran).

Ces variations de faciès sont à l'origine de difficultés dans l'interprétation biostratigraphique, les associations étant contrôlées par la nature des milieux sédimentaires.

En ce qui concerne les ostracodes, BABINOT (1980) a effectué les observations suivantes :

— Turonien inférieur : il constitue la partie inférieure (10 m) du Ligérien marneux daté par ammonites : *Fagesia superstes, Vascoceras polymorphum, Mammites nodosoides* (coupe du Pas d'Ouillier) et par les foraminifères planctoniques (TRONCHETTI, 1970 : coupe de Cassis). Les ostracodes sont peu abondants en domaine de bassin : prédominance des genres *Bairdia, Pontocyprella, Paracypris, Asciocythere, Paracyprideis, Pterygocythere*. En bordure de bassin, la faune s'enrichit des genres *Parvacythereis, Trachyleberidea...*

— Turonien moyen : il représente la plus grande partie des marnes inférieures et a été daté par des foraminifères planctoniques (BABINOT & TRONCHETTI, 1973). Une première barre à rudistes s'inter-

Source : MNHN, Paris

cale au sommet de cette formation. Les ostracodes sont abondants : persistance des espèces précédentes avec variations d'ordre quantitatif. Il s'y ajoute de nombreux représentants de genres fortement calcifiés et ornés tels que *Mauritsina, Planileberis, Spinoleberis*.

— Turonien supérieur : caractérisé par la raréfaction et souvent la disparition des foraminifères planctoniques. Sa datation repose sur les faunes de rudistes. Sa limite inférieure ne peut être placée avec grande précision ; par contre on peut parfois définir sa limite supérieure grâce à de fortes influences sénoniennes.

De façon générale, les ostracodes sont rares et mal conservés, les faciès trop indurés se prêtant mal à leur étude. On note la persistance des genres *Bairdia, Trachyleberidea* et *Pterygocythere* ainsi que l'apparition de nouvelles espèces de *Paracaudites* et de *Parakrithe*.

Il existe au sommet du Turonien des horizons argileux riches en matière organique contenant de riches associations d'ostracodes avec des espèces appartenant aux genres *Asciocythere, Neocythere, Parapokornyella, Trachyleberidea, Limburgina, Paracaudites, Horrificiella*... Certaines espèces sont limitées à cet horizon. De telles associations ont été observées en bordure du complexe deltaïque de Cassis-Soubeyran et de divers secteurs de la plate-forme nord-provençale (Allauch, Sainte-Baume, Martigues...).

Excepté certains secteurs privilégiés (Sainte-Baume), le Coniacien est assez pauvre en ostracodes.

En conclusion, les associations d'ostracodes du Turonien provençal sont abondantes et diversifiées. On constate un renouvellement spécifique pratiquement complet par rapport au Cénomanien. Il n'en est pas de même au niveau générique, la plupart des genres turoniens étant déjà connus dès le Cénomanien.

BABINOT (1980) a pu définir deux « cénozones » :

— 0'2 : dépôts de mer ouverte du Turonien inférieur et moyen ;

— 02 : domaine de plate-forme du Turonien terminal et du Coniacien basal.

Certaines affinités ont été observées avec le domaine nordique (Allemagne, Bassin de Paris) au Turonien inférieur et moyen, et surtout avec l'Aquitaine au Turonien supérieur. De nombreuses espèces de la cénozone 02 ont été signalées en Dordogne (COLIN, 1973a-b, 1974) dans le Turonien supérieur. Il faut aussi noter certains points communs avec le Turonien d'Espagne du Nord (BREMAN, 1976, GREKOFF & DEROO, 1956).

D — LES CHAÎNES SUBALPINES.

Dans les Alpes de Haute-Provence, DONZE & THOMEL (1972) signalaient la persistance de certaines espèces « cénomaniennes » dans la zone à *Metoicoceras geslinianum*. Les résolutions adoptées lors du colloque sur le Cénomanien, recommandent de placer cette zone à la partie supérieure du Cénomanien et non dans le Turonien inférieur. Il en est de même en ce qui concerne la présence de *Spinoleberis petrocorica (Cythereis ? castellanensis* in DONZE, 1972). Dans une étude du Sénonien supérieur des Alpes-Maritimes (région de Puget-Théniers), DONZE *& al.* (1970) citent *Imhotepia* gr. *marssoni* dans des couches situées à la limite Turonien-Coniacien. Récemment (carte géologique au 1/50 000e de Castellane), des ostracodes, dont *Veenia donzei*, ont été trouvés dans le Turonien supérieur à *Inoceramus inconstans*.

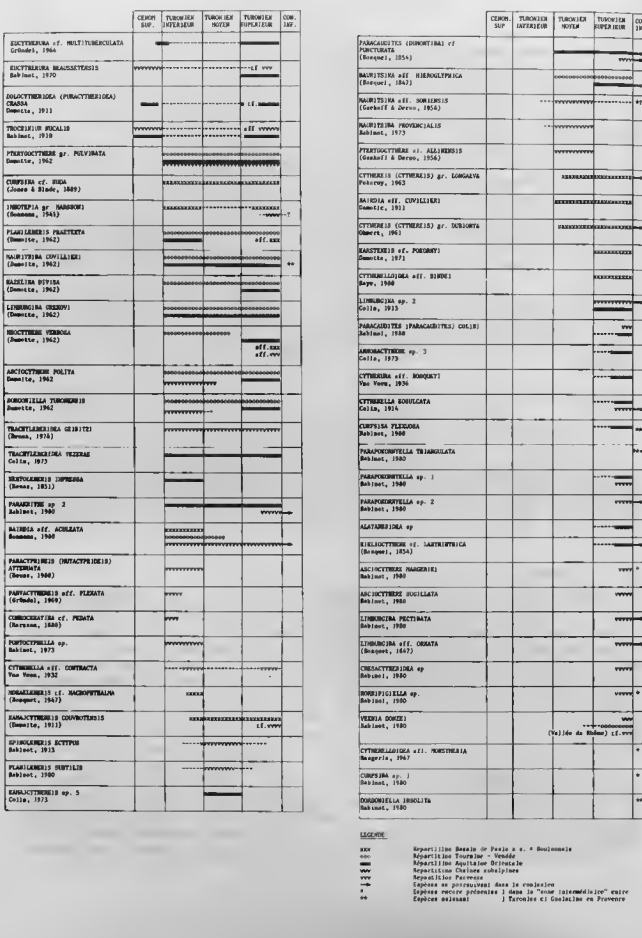
E — LA VALLÉE DU RHÔNE.

En 1963, OERTLI figurait une association d'ostracodes du Turonien supérieur du Gard. On peut y reconnaître notamment *Curfsina flexuosa* BABINOT, espèce débutant en Provence dans la « zone de passage » Turonien-Coniacien et bien connue dans le Turonien supérieur de Dordogne (COLIN, 1973).

Dans le Vaucluse, PARRON & TRIAT (1978) citent des ostracodes provenant de niveaux argilo-

Source : MNHN, Paris

TABLEAU I. – RÉPARTITION BIOSTRATIGRAPHIQUE DES PRINCIPAUX OSTRACODES DU TURONIEN FRANÇAIS



Source . MNHN, Paris

ligniteux du sommet de l'Angoumien. Dans des couches analogues, FOURNIER (à paraître) cite une espèce proche de *Veenia donzei*.

En Ardèche (Groupe Français de Crétacé, livret-guide inédit 1977), des ostracodes provenant de niveaux sus-jacents aux couches à *Mammites nodosoides*, ont été signalés. L'association rappelle celle du Turonien terminal de Provence et de Dordogne.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'étude des faunes d'ostracodes du Turonien français confirme les conclusions d'ordre paléogéographique déjà formulées pour le Cénomanien (BABINOT *& al.*, 1978) ; c'est-à-dire l'existence d'une province nordique « boréale » constituée par le Bassin de Paris de faciès crayeux (Touraine exceptée) et d'une province méridionale « mésogéenne » comprenant la Touraine, la Vendée, l'Aquitaine et le Sud-Est de la France.

Du point de vue biostratigraphique et paléoécologique, c'est la faune provençale qui est la mieux connue (BABINOT, 1980). Néanmoins, encore plus qu'au Cénomanien, la distribution stratigraphique des ostracodes est directement liée à la succession des faciès.

Au point de vue systématique, bien que sur le plan spécifique on observe un renouvellement quasi total par rapport au Cénomanien, très peu de genres nouveaux font leur apparition au cours du Turonien. On peut citer les genres *Karsteneis, Mosaeleberis, Kikliocythere*... Certains genres deviennent moins fréquents tels *Cythereis* s.l., *Schuleridea, Platycythereis, Chapmanicythere*... En domaine mésogéen, on note la prédominance des genres *Limburgina, Mauritsina, Trachyleberidea*. Le caractère crétacé supérieur est très affirmé, accentué encore par rapport aux faunes cénomaniennes.

Dans l'ensemble, et surtout dans le domaine nordique, cet étage contient une faune assez peu variée et diversifiée, moins riche que celle d'autres étages comme l'Albien et surtout le Cénomanien.

REMERCIEMENTS

L'un d'entre nous (J.-P. Colin) remercie la Direction d'Exxon Production Research (Houston, Texas, U.S.A.) pour l'avoir autorisé à présenter ce travail.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AMÉDRO F., BIDAR A., DAMOTTE R., MANIVIT H., ROBASZYNSKI F. & SORNAY J., 1978. — Échelles biostratigraphiques dans le Turonien du Cap Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France). *Bull. Inf. Géol. Bassin de Paris*, 15, 2 : 3-20.

BABINOT J.-F., 1973. — Ostracodes turoniens de la région de Cassis-La Bédoule (Bouches-du-Rhône, France) : associations et affinités paléogéographiques. *Géobios*, 6, 1 : 27-48.

— 1980. — Les ostracodes du Crétacé supérieur de Provence. Systématique, biostratigraphie, paléoécologie. *Trav. Lab. Géol. hist. Paléontol. Univ. Provence*, 10 : 1-634.

BABINOT J.-F., FABRE-TAXY S., PHILIP J. & TRONCHETTI G., 1972. — Ammonites, rudistes et microfaunes du Cénomanien et du Turonien provençal. Essai de corrélations biostratigraphiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 274 D : 3080-3083.

BABINOT J.-F. & TRONCHETTI G., 1973. — Précisions biostratigraphiques sur le Turonien provençal à l'aide des foraminifères et des ostracodes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 277 : 1425-1428.

BABINOT J.-F. & COLIN J.-P., 1979. — Taxonomic and paleoecologic comments on the genus *Trachyleberidea* BOWEN, 1953. Proc. 7th int. Symp. Ostracodes, Belgrade : 55-58.

BABINOT J.-F., COLIN J.-P., DAMOTTE R. & DONZE P., 1978. — Les ostracodes du Cénomanien français : mise au point biostratigraphique et paléogéographique. *Géol. médit.*, 5, 1 : 19-26.

Source : MNHN, Paris

BELLIER J.-P., 1968. — Étude micropaléontologique du Turonien du Sud-Ouest du Bassin de Paris. Thèse Doct. 3e Cycle, Univ. Paris : 1-202.

BREMAN E., 1976. — Paleoecology and systematics of Cenomanian and Turonian ostracoda from Guadalajara and Soria (Central Spain). *Rev. espan. Micropaleont.*, 8, 1 : 71-121.

CASSOUDEBAT M. & PLATEL J.-P., 1976. — Sédimentologie et paléogéographie du Turonien de la bordure septentrionale du Bassin aquitain. *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, 1, 2 : 85-102.

COLIN J.-P., 1973a. — Étude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé supérieur de la région de Saint-Cyprien (Dordogne). Thèse Doct. 3e Cycle Univ. Paris : 1-285.

— 1973b. — Nouvelle contribution à l'étude des ostracodes du Crétacé supérieur de Dordogne (S.-O. France). *Palaeontographica*, 145, A, 1-3 : 1-38.

— 1973c. — Quelques remarques sur la faune d'ostracodes du Turonien de Dordogne. *C. R. Soc. géol. France*, 15, 3-6 : 116-118.

— 1974. — Contribution à l'étude des ostracodes du Crétacé supérieur de Dordogne. *Géobios*, 7, 1 : 19-42.

COLIN J.-P. & LAUVERJAT J., 1978. — Bairdiidae ornés dans le Crétacé supérieur du Portugal. *Cah. Micropaléont.*, 3 : 105-112.

DAMOTTE R., 1962. — Quelques ostracodes du Turonien inférieur de Touraine. *Rev. Micropaléont.*, 5, 3 : 191-205.

— 1971. — Contribution à l'étude des ostracodes marins dans le Crétacé du Bassin de Paris. *Mém. Soc. géol. France*, 113 : 1-150.

DAMOTTE R., BABINOT J.-F. & COLIN J.-P., 1981. — Les ostracodes du Crétacé moyen européen. *Cret. Res.*, Uppsala, 2 : 287-306, 9 tab.

DONZE P., 1972. — Influence du milieu sur le mode de reproduction de *Cytheretis ? castellanensis*, ostracode nouveau du Cénomanien-Turonien de La Foux (Basses Alpes). *Bull. Soc. géol. France* 12, 7, 5 : 932-936.

DONZE P. & PORTHAULT B., 1972. — Les ostracodes de la sous-famille des Trachyleberididae dans quelques coupes de référence du Cénomanien du Sud-Est de la France. *Rev. espan. Micropaleont.*, 4, 3 : 355-376.

DONZE P. & THOMEL G., 1972. — Le Cénomanien de La Foux (Alpes-de-Haute-Provence). Biostratigraphie et faunes nouvelles d'ostracodes. *Eclogae. geol. Helv.*, 65, 2 : 369-389.

FOURNIER R. (à paraître). — Sédimentologie et paléoécologie des calcaires bioclastiques du Turonien supérieur-Coniacien de basse Provence occidentale et de la vallée du Rhône.

GREKOFF N. & DEROO G., 1956. — Algunos ostracodos del Cretacico medio del Norte de España. *Est. geol.*, 12, 31-32 : 215-235.

HURÉ A., 1931. — Monographie des craies turoniennes et sénoniennes de l'Yonne et tectonique du Sénonais. *Bull. Soc. Sci. Hist. nat. Yonne.*, 85 : 137-221.

LAMBERT J., 1881. — Sur l'étage turonien du département de l'Yonne. *Bull. Soc. Sci. Hist. nat. Yonne*, 35 : 144-173.

LECOINTRE M. G., 1959. — Le Turonien dans sa région type. Coll. Crétacé, Congr. Soc. Sav., Dijon : 415-423.

MAGNE J. & POLVÈCHE J., 1961. — Sur le niveau à *Actinocamax plenus* (BLAINVILLE) du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord.*, 81 : 47.

OERTLI H. J., 1963. — Faunes d'ostracodes de Mésozoique de France. E. J. Brill, Leiden : 57 pl.

PARRON C. & TRIAT J.-M., 1979. — Paléoaltérations continentales et sédimentogenèse marine dans le Crétacé supérieur du massif d'Uchaux (Vaucluse). *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, I, 1 : 47-56.

TRONCHETTI G., 1970. — Présence de microfaunes planctoniques dans le Cénomanien supérieur et le Turonien inférieur de Cassis-sur-Mer (Bouches-du-Rhône). *C. R. Soc. géol. France*, 1 : 7-8.

VIAUD J.-M., 1978. — Contribution à l'étude du Crétacé vendéen dans le bassin de Challans-Commequiers. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest France*, 76 : 61-92.

VIAUD J.-M., 1981. — Données lithologiques et biostratigraphiques dans le Crétacé supérieur du Bassin de Challans (Vendée). *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest France*, N.S., 3, 2 : 79-87.

VIAUD J.-M., NEUMANN M. & DAMOTTE R., 1979. — Données nouvelles sur la microfaune des dépôts crétacés de Vendée. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest France.*, N. S., 1 : 35-37.

Source : MNHN, Paris

LES ALGUES TURONIENNES

PAR

Alain-François POIGNANT *

Résumé :

Les Algues Turoniennes sont relativement rares et peu caractèristiques : elles semblent encore mal connues.

Il disparaît en moyenne nettement plus de formes qu'il n'en apparaît (environ 4 fois).

Enfin, 8 genres s'éteignent : *Linoporella, Triploporella, Heteroporella, Cylindroporella, Harlanjohnsonella, Salpingoporella, Arthrocardia* et *Permocalculus* ; un seul genre prend le relai *(Distichoplax).*

THE TURONIAN ALGAE

Abstract :

The Turonian Algae are rather rare, and little characteristic.

They are still badly known. On an average, during Turonian time, the number of species which disappear is higher than the one species which appears (about four times).

At last 8 genera become extinct : *Linoporella, Triploporella, Heteroporella, Cylindroporella, Harlanjohnsonella, Salpingoporella, Arthrocardia* and *Permocalculatus* ; only one genus is knew *(Distichoplax).*

Les gisements ayant fourni des Algues semblent peu nombreux ou non étudiés.

ALGUES VERTES.

L'inventaire date de quelques années, je l'ai légèrement modifié (Géobios 1978) ; seules les Dasycladales ont été retenues, les autres formes étant moins connues. J'ai répertorié 11 genres et 15 espèces ; à titre de comparaison et en utilisant les mêmes données, on compte 18 espèces au Cénomanien et 10 au Coniacien. Il faut donc retenir, pour le laps de temps considéré (Cénomanien à Coniacien), 20 espèces citées dont 90 % sont cénomaniennes, 75 % turoniennes et 50 % coniaciennes.

Une seule espèce est, semble-t-il, strictement turonienne, alors que 12 autres sont communes au Cénomanien et au Turonien et 9 communes au Turonien et au Coniacien. Il faut noter encore que 8 espèces présentes au Turonien n'offrent aucun intérêt stratigraphique car cet assemblage a une trop vaste extension stratigraphique.

* Laboratoire de Paléontologie des Algues et Invertébrés, Université P. et M. Curie, Place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05.

Source : MNHN, Paris

D'autres observations peuvent être soulignées ; c'est ainsi que 4 espèces disparaissent au cours du Cénomanien ou à la limite Cénomanien-Turonien, 3 au cours du Turonien, 2 à la limite Turonien-Coniacien et 1 durant le Coniacien, soit 10 disparitions. On constate néanmoins l'apparition de 2 espèces à la limite Cénomanien-Turonien, mais aucune à la limite Turonien-Coniacien ; il y a donc 5 fois plus de disparitions que d'apparitions.

Ainsi, bien que les arguments soient faibles et peu nombreux, on peut toutefois caractériser le Turonien de la façon suivante :

Turonien inférieur : *Cylindroporella kochanskyae* RADOICIC
Likanella hammudai RADOICIC
Salpingoporella turgida (RADOICIC) CONRAD, PRATURLON & RADOICIC et peut être *Harlanjohnsonella annulata* ELLIOTT.

Turonien supérieur : *Likanella hammudai* RADOICIC les formes signalées au Turonien inférieur ayant disparu, mais d'autres formes peuvent y figurer, elles ont alors une durée de vie beaucoup plus longue.

La limite Cénomanien-Turonien serait caractérisée par l'apparition de *Cylindroporella kochanskyae* RADOICIC et de *Likanella hammudai* RADOICIC et aussi par la disparition de *Cylindroporella barnesii* JOHNSON, *Linoporella elliotti* PRATURLON, *Neomeris budaense* JOHNSON, *Triploporella fraasi* STEINMAN. De son côté la limite Turonien-Coniacien se remarque par deux extinctions : *Cylindroporella elassonos* JOHNSON-KASKA et *Heteroporella lepina* PRATURLON. Aucun renouvellement n'a été constaté.

Le Turonien paraît donc peu caractérisé dans son ensemble par les Dasycladales, la partie inférieure étant un peu mieux précisée, d'autant plus que la limite Cénomanien-Turonien peut être définie. La partie supérieure de l'étage reste floue et la limite Turonien-Coniacien n'apporte aucun argument complémentaire.

L'impression dominante est d'assister à un déclin certain des Dasycladales, souligné par une diminution du nombre des espèces du Cénomanien au Coniacien, par des limites d'étages de plus en plus floues, impression confirmée quand on note que le passage Cénomanien-Turonien est marqué, en plus, par la disparition des genres (*Linoporella* et *Triploporella*) et que 4 genres s'éteignent au cours du Turonien (*Heteroporella, Cylindroporella, Harlanjohnsonella* et *Salpingoporella*). Aucun genre nouveau ne fait son apparition dans le laps de temps considéré. En schématisant à l'excès, on pourrait dire que le Turonien est surtout caractérisé par des disparitions.

ALGUES ROUGES.

Les Algues rouges sont prises ici dans un sens assez vaste puisque j'ai répertorié les Corallinacées, Gymnocodiacées, Solénoporacées, Soliéracées, Squamariacées et certains incertae-sedis (à l'exception de *Bacinella* et de *Lithocodium*).

Durant la période Cénomanien-Coniacien inclus, 42 formes sont citées, dont 90 % au cours du Cénomanien, 73 % au cours du Turonien et 52 % au cours du Coniacien : ces chiffres sont identiques, en %, à ceux fournis lors de l'étude des Dasycladales.

On peut retenir 26 genres, mais, dans de nombreux cas, les observations faites n'ont pas permis d'aller jusqu'à l'attribution spécifique. J'ai répertorié 31 espèces turoniennes, certaines espèces cénomaniennes semblant déborder sur le Turonien ; 38 espèces cénomaniennes et 22 espèces coniaciennes. On constate donc chez les Algues rouges le même déclin apparent que celui des Dasycladales.

La moitié des espèces, environ (comme chez les Dasycladales), n'offrent aucun intérêt stratigraphique, leur répartition étant trop vaste ; 8 espèces sont communes au Cénomanien et au Turonien et 1, seulement, semble strictement turonienne (*Parachaetetes lichnenoides* ELLIOTT).

La limite Cénomanien-Turonien est caractérisée par 11 disparitions et 2 apparitions d'espèces ; de son côté, la limite Turonien-Coniacien voit disparaître 8 espèces, alors que 3 espèces nouvelles prennent le relais : il y a donc près de 4 fois plus de disparitions que d'apparitions, chiffre qui se rapproche de celui des Dasycladales.

Source : MNHN, Paris

Un genre *(Agardhiellopsis)* disparaît avant la coupure Cénomanien-Turonien alors que deux autres (*Arthrocardia* et *Permocalculus*) s'éteignent à la limite Turonien-Coniacien relayés toutefois par un nouveau genre *(Distichoplax)*.

L'association typique pourrait être *Amphiroa mattiroliana* RAINERI, *Archaeolithothamnium batalleri* LEMOINE, *Archaeolithothamnium lycoperdioide* (MICHELIN) LEMOINE, *Archaeolothothamnium cretaceum* (MUNIER-CHALMAS) PFENOER, *Lithothamnium lybicum* RAINERI, *Mesophyllum paronai* (RAINERI) LEMOINE, *Parachaetes lichenoides* ELLIOTT, *Thaumatoporella occidentalis* JOHNSTON & KASKA, *Thaumatoporella incrustata* ELLIOTT ; d'autres formes peuvent s'y trouver mais elles s'étalent sur un laps de temps beaucoup plus long. En nombre d'individus, l'association est surtout composée de *Archaeolithothamnium brevium* LEMOINE, *Archaeolithothamnium brevium* var. *striatum* LEMOINE, *Archaeolithothamnium gosaviense* ROTHPLETZ et *Archaeolithothamnium digitatum* PFENDER.

Le passage Cénomanien-Turonien est surtout caractérisé par des disparitions : *Agardhiellopsis cretacea* LEMOINE (un peu avant certainement), *Amphiroa carpiana* (DRAGASTAN), *Archaeolithothamnium feuillei* LEMOINE, *Archaeolithothamnium rude*, *Lithophyllum (?) shebae* ELLIOTT, *Permocalculus budaense* JOHNSON, *Permocalculus budaense* var *pygmea* JOHNSON, *Permocalculus irenae* ELLIOTT, *Solenopora sahnii* RAO-SAM GOW, *Solenopora tiruchiensis* RAO-SAM GOW, *Marinella yougoslavica* MASLOV, mais aussi par l'apparition de *Archaeolithothamnium batalleri* LEMOINE, *Parachaetetes lichenoides* ELLIOTT.

De son côté, la limite Turonien-Coniacien se distingue par la disparition de *Amphiroa mattiroliana* RAINERI, *Archaeolithothamnium lycoperdioide* (MICHELIN) LEMOINE, *Arthrocardia cretacica* RAINERI, *Lithothamnium lybicum* RAINERI, *Mesophyllum paronai* (RAINERI) LEMOINE, *Parachaetetes lichenoide* ELLIOTT, *Thaumatoporella occidentalis* JOHNSON & KASKA, *Thaumatoporella incrustata* ELLIOTT, mais aussi par l'apparition de *Archaeolithothamnium penicillum* PFENOER, *Mesophyllum ramosum* LEMOINE, *Distichoplax biserialis* (DIETRICH) PIA.

Le Turonien semble donc assez mal caractérisé et la tendance au déclin paraît aussi nette pour les Dasycladales. Les Algues rouges sont, en genres et en espèces, environ deux fois plus nombreuses que les Algues vertes.

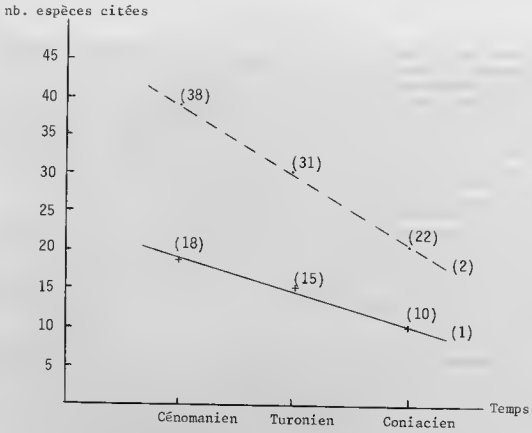
Les tendances sont identiques : le rapport $\frac{\text{nombre d'espèces cénomaniennes}}{\text{nombre d'espèces turoniennes}}$ est de 1,2 pour les Dasycladales et de 1,2 pour les Algues rouges. Le rapport $\frac{\text{nb. espèces turoniennes}}{\text{nb. espèces coniaciennes}}$ est de 1,5 pour les Dasycladales et de 1,4 pour les Algues rouges ; enfin, le rapport $\frac{\text{nb. espèces cénomaniennes}}{\text{nb. espèces coniaciennes}}$ est de 1,8 pour les Dasycladales et de 1,7 pour les Algues rouges.

Au total, il y a 134 citations dans le laps de temps Cénomanien-Coniacien ; 42 % le sont dans le Cénomanien, 34 % dans le Turonien et 24 % dans le Coniacien : 26 espèces (20 %) sont sans intérêt stratigraphique, 20 espèces (15 %) sont communes au Cénomanien et au Turonien, 10 espèces (7,5 %) communes au Turonien et au Coniacien.

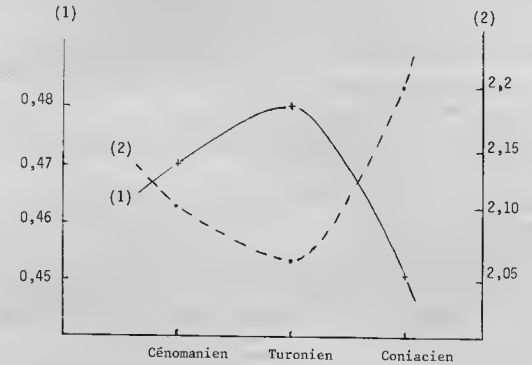
On peut préciser que 15 formes disparaissent à la limite Cénomanien-Turonien et 10 à la limite Turonien-Coniacien. Seulement 3 espèces disparaissent au cours du Turonien, 4 apparaissent à la limite Cénomanien-Turonien et 3 à la limite Turonien-Coniacien. Il n'y a que 2 espèces uniquement turoniennes. D'une façon plus simplifiée, on peut résumer en précisant que 28 espèces disparaissent durant la période considérée et qu'il n'y a que 7 apparitions, soit quatre fois moins.

Le Turonien ne paraît pas une période favorable aux Algues, soit pour des raisons liées au milieu de vie, soit en raison d'une imprécision dans la définition stratigraphique, soit encore, et peut-être plus simplement, en raison d'un très net déficit de l'inventaire. Il reste évident, et cela est surtout vrai pour les Algues rouges, que le nombre d'individus ne compense nullement la relative pauvreté en espèces.

Source : MNHN, Paris



Répartition des espèces citées :
1 — Dasycladacées,
2 — Rhodophycées.



1 — Rapport Algues vertes/Algues rouges.
2 — Rapport Algues rouges/Algues vertes.

Source : MNHN, Paris

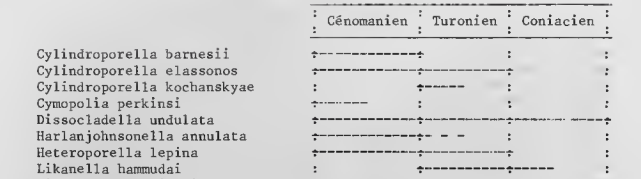
RÉPARTITION DES ALGUES ROUGES.

	Cénomanien	Turonien	Coniacien
Amphiroa carpiana	┼──────┼	:	:
Amphiroa mattiroliana	┼──────┼──────┼	:	:
Archaeolithothamnium alternum	┼──────┼──────┼──────┼		
Archaeolithothamnium batalleri	:	┼──────┼──────┼	
Archaeolithothamnium brevium	:	┼──────┼──────┼	
Archaeolithothamnium cretaceum	┼──────┼──────┼──────┼		
Archaeolithothamnium (LT)curasavicum	┼──────┼──────┼──────┼		
Archaeolithothamnium digitatum	┼──────┼──────┼──────┼		
Archaeolithothamnium feuillei	┼──────┼	:	:
Archaeolithothamnium gosaviense	┼──────┼──────┼──────┼		
Archaeolithothamnium incompositum	┼──────┼──────┼──────┼		
Archaeolithothamnium lycoperdioide	┼──────┼──────┼	:	
Archaeolithothamnium nummuliticum	┼──────┼──────┼──────┼		
Archaeolithothamnium penicillum	:	:	┼──────┼
Archaeolithothamnium provenciale	┼──────┼──────┼──────┼		
Archaeolithothamnium rude	┼──────┼	:	:
Archaeolithothamnium turonicum	┼──────┼──────┼──────┼		
Arthrocardia cretacica	┼──────┼──────┼	:	
Lithophyllum (?) maximum	┼──────┼──────┼──────┼		
Lithophyllum montalti	┼──────┼──────┼──────┼		
Lithophyllum (?) shebae	┼──────┼	:	:
Lithothamnium lybicum	┼──────┼──────┼	:	
Mesophyllum aesitante	┼ - - - - - ┼ - - - - - ┼ - - - - - ┼		
Mesophyllum paronai	┼──────┼──────┼	:	
Mesophyllum ramosum	:	:	┼ - - - - - ┼
Paraphyllum amphiroaeforme	┼──────┼──────┼──────┼		
Paraphyllum primaevum	┼──────┼ - - - - ┼	:	
Permocalculus budaense	┼──────┼─	:	:
Permocalculus budaense var.pygmea	┼──────┼─	:	:
Permocalculus irenae	┼──────┼	:	:
Parachaetetes lichenoides	:	┼ - - - - - ┼	:
Petrophyton antarcticum	┼────	:	:
Pycnoporidium sinuosum	┼──────┼──────┼──────┼		
Solenopora sahnii	┼──────┼	:	:
Solenopora tiruchiensis	┼──────┼	:	:
Thaumatoporella incrustata	┼──────┼──────┼		
Thaumatoporella occidentalis	┼──────┼──────┼		
Thaumatoporella parvovesiculifera	┼──────┼──────┼──────┼		
Pseudolithothamnium album	┼──────┼──────┼──────┼		
Marinella lugeoni	┼──────┼──────┼──────┼		
Marinella yougoslavica	┼──────┼	:	:
Elianella elegans	┼──────┼──────┼──────┼		
Distochoplax biserialis	:	:	┼──────┼

N.B. : La présence de Pycnoporidium lobatum au Cénomanien n'est pas certaine.

Source : MNHN, Paris

RÉPARTITION DES DASYCLADALES.



RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BASSOULET, J.-P., BERNIER, P., CONRAD, R. A., DELOFFRE, R., JAFFREZO, M. (1978). — Les Algues Dasycladales du Jurassique et du Crétacé, *Mém. n° 2 Géobios*, 330 p., 40 pl.-Photo.

DELOFFRE, R. & POIGNANT, A. F. (1978). — Détermination générique d'Algues mésozoïques ; Floridées et Dasycladales, *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. ELF-Aquitaine*, 2-1, p. 39-60.

POIGNANT, A. F. (1978). — Sur une clé de détermination des Algues rouges mésozoïques ; implications phylogénétiques, *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 285, p. 1229-1231.

POIGNANT, A. F. (1979). — Détermination générique des Corallinacées mésozoïques et cénozoïques. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. ELF-Aquitaine*, 3-2, p. 757-765.

POIGNANT, A. F. (1980). — Critères de déterminations spécifiques des Corallinacées fossiles. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 291, p. 389-391.

POIGNANT, A. F. — Algues calcaires au Crétacé moyen, *Cretaceous Research* (à paraître).

Source : MNHN, Paris

TURONIAN FORAMINIFERAL BIOSTRATIGRAPHY OF SOUTHERN ENGLAND

BY

Malcolm B. HART *

Abstract :

The stratigraphic distribution of some key species of Foraminifera from the Turonian of S.E. England is discussed. These faunas are then correlated with other Turonian sections in N.E. France and S.W. England. The evidence for changing water depths during the Turonian is also presented.

BIOSTRATIGRAPHIE PAR LES FORAMINIFÈRES DU TURONIEN DE L'ANGLETERRE MÉRIDIONALE

Résumé :

Dans cette discussion, il s'agit de la répartition stratigraphique des principales espèces de Foraminifères dans le Turonien de l'Angleterre du Sud-est. Ces faunes sont comparées avec d'autres localités Turoniennes dans la France du Nord-est et l'Angleterre du Sud-ouest. L'évidence des changements de profondeur de l'eau au cours de la période turonienne est aussi présentée.

The Turonian succession of England has seen very little micropalaeontological research in recent years. The only full account of the Foraminifera is that of OWEN (1970-unpublished thesis). The reason for this lack of interest in Turonian Foraminifera is partly the hard, nodular, nature of the chalk — which makes processing difficult — coupled with the general inaccessibility of many Turonian successions (eg. the Yorkshire coast, Culver Cliff (Isle of Wight), etc.). In this paper two sections near Dover (Akers Steps to the west and Langdon Stairs to the east) have been used to construct a complete Turonian succession (Fig. 1) which can be regarded as typical of S.E. England. The distribution of some of the species of Foraminifera in this complete succession is discussed. The same faunas are then correlated with a section in N.E. France (Cap Gris-Nez) described by ROBASZYNSKI *et al.* (1980) and two sections in S.W. England (including that of Beer described by HART & WEAVER (1977)).

The most important feature of the Turonian fauna is the relative abundance of planktonic individuals, including many species that are widely regarded as having international stratigraphic significance (see ROBASZYNSKI & CARON, 1979). This is in marked contrast to many parts of the British Upper Cretaceous succession, where — apart from the Middle and Upper Cenomanian and the offshore Maastrichtian — there are generally very reduced numbers of planktonic Foraminifera and

* Department of Environmental Sciences, Plymouth Polytechnic, Drake Circus, Plymouth PL4 8AA, Devon, U.K.

Source : MNHN, Paris

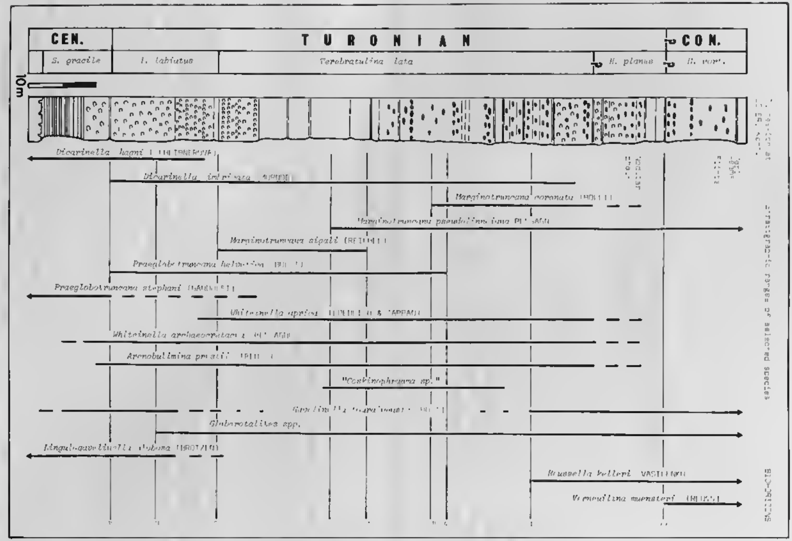


FIG. 1. — The distribution of some key species of Turonian Foraminifera in the succession at Dover (Kent).

Source : MNHN, Paris

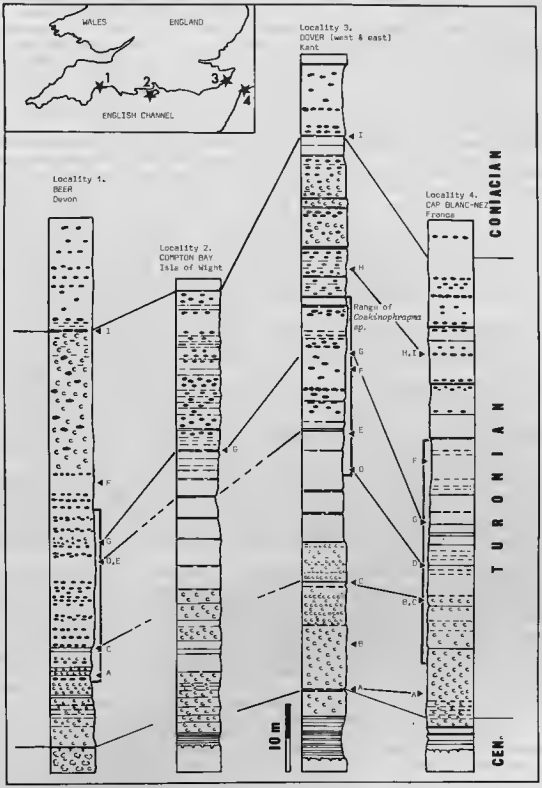


FIG. 2. — The correlation of some Turonian successions in Southern England and Northern France using the biohorizons from Fig. 1.

Source : MNHN, Paris

zonally important species are a rarity. Even in the Turonian however, many of the planktonic species are probably close to their geographic limits and, because of this, their stratigraphic ranges may, in some cases, be suspect. The abundance of the planktonic fauna, its " southern " aspect, and the morphotypes (see HART & BAILEY, 1979 and HART, 1980) present, all indicate quite reasonable water depths (possibly in excess of 200 m) in the mid-Turonian, compared with shallower conditions in the Early and Late Turonian. The generally reduced benthonic foraminiferal fauna would appear to agree with this water depth interpretation. The presence of the large, internally complex, lituolid *Coskinophragma* sp. in the mid-Turonian interval also lends support to this conclusion as such forms are normally associated with deeper water conditions (BANDY, 1960).

The distribution of *Coskinophragma* sp. in three of the successions under discussion is shown in Fig. 2. This range is very similar in all the sections, as can be confirmed by using the ranges of some of the planktonic species. It is quite striking how the range of *Praeglobotruncana helvetica* (BOLLI) — Biohorizon G — always seems to be found in the upper part of the *Coskinophragma* sp. distribution. In marked contrast however, the appearance of *Marginotruncana coronata* (BOLLI) — Biohorizon F — seems to be out of phase, especially at Dover. The problem with *M. coronata* may be due to some distributional limitations or perhaps a product of human error ; deciding where to place the boundary between *M. coronata* and *Marginotruncata pseudolinneiana* PESSAGNO. The distribution of *Coskinophragma* sp. may, therefore, be time-significant, or may just be recording the presence of a deeper-water phase in the middle of the Turonian. It is over this interval that the last real remnants of the " Cenomanian " benthonic fauna finally disappears and is then replaced (after the disappearance of *Coskinophragma* sp.) by the more typical Late Cretaceous benthonic fauna.

In recent publications ROBASZYNSKI & CARON (1979) and ROBASZYNSKI *et al.* (1980) have used the *P. helvetica* taxon-range-zone and the *M. coronata* partial-range-zone for the greater part of the Turonian interval. These species are both recorded in the U. K. (HART *et al.*, 1981), with the *P. helvetica* taxon-range-zone being well defined over the whole area under discussion. The recognition of the first apparance of *P. helvetica* can be complicated by the very hard, nodular, chalk typical of the very lowermost Turonian. The transition from the " *praehelvetica* " form also causes problems in the succession at Beer, where the true *P. helvetica* appears to come in rather late, but where HART & WEAVER (1977) recorded a much longer than normal range for *praehelvetica*. This may be a product of rather peculiar ecological conditions, restricting the species to a shallow-water morphotype.

The zones based on the benthonic Foraminifera by ROBASZYNSKI *et al.* (1980) can also be recognised in the U. K., although this has not been developed in this account. The benthonic fauna is very reduced, and many of the species are either quite rare and/or long-ranging. Any zonation developed for this interval is not, therefore, as valuable as those that can be developed for the Albian to Cenomanian interval (see CARTER & HART, 1977) or the Coniacian to Santonian interval (see BAILEY & HART, 1979).

While the succession at Beer might be regarded as " marginal " in character, there is no real change in the fauna. The succession is thinner, with more nodular chalk (with hardgrounds), and also containing abundant flints in the mid-Turonian. The faunas recorded from the Southern North Sea Basin (Miss. K. Ball, *pers. comm.*) and Yorkshire are also very similar to those reported here.

Another feature of the Turonian succession in the U. K. (and N.E. France) is the presence of prominent grey/buff marl horizons within the normal chalk succession. Some authors have suggested that some of these features are diagenetic in origin but recent work on the Black Band in Yorkshire and Humberside (of uppermost Cenomanian age) by HART & BIGG (1981) has shown that such dark marls may be the product of near anoxic conditions on the sea floor, generated by a combination of high surface water productivity and low oxygen input in the lower levels of the water column. The regular occurrence of similar marls all through the Turonian interval seems to agree with this conclusion. JENKYNS (1980) has suggested that the chalk sea floor was generally very near the boundary between oxygenated and anoxic, and only slight changes in productivity could alter the balance of the oxygen levels just above the sea floor. Some of these marl layers are laterally extensive and can be used for accurate local correlation (Dr. R. Mortimore, *pers. comm.*). The marls themselves contain a rich planktonic fauna, but the benthonic fauna is dominated by the agglutinated (are-

Source : MNHN, Paris

naceous) Foraminifera. This would seem to confirm low levels of dissolved oxygen in the bottom waters (see GRADSTEIN & BERGGREN, 1981).

The correlation of the U. K. Turonian shown in Fig. 2 must be regarded as a first attempt. Further research is in progress in areas such as Sussex, the Isle of Wight, and the Southern North Sea Basin, and when completed, this will allow a much more precise assessment of the Turonian microbiostratigraphy of the U. K.

The author wishes to acknowledge the helpful advice and encouragement given by colleagues ; especially Dr. H. W. Bailey, Miss. K. Ball, Mr. D. J. Carter, Dr. R. Mortimore, Dr. F. Robaszynski, Dr.P. P. E. Weaver, Dr. A. Wonders, and Mr. C. J. Wood. Some of the field work for this project was supported by a part of a NERC Research Grant.

BIBLIOGRAPHICAL REFERENCES

BAILEY, H. W. & HART, M. B., 1979. — The correlation of the Early Senonian in Western Europe using Foraminiferida. *Aspekte der Kreide Europas, I.U.G.S.*, Series A, No. 6 : 159-169, figs 1-6.

BANDY, O. L., 1960. — General correlation of Foraminifera structure with environment. *Int. Geol. Congr., Rept. 21st Sess. Norden., pt. XXII, Proc. Int. Pal. Union, Copenhagen*, 1960 : 7-19.

CARTER, D. J. & HART, M. B., 1977. — Aspects of mid-Cretaceous stratigraphical micropalaeontology. *Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.)*, 29, 1 : 1-135.

GRADSTEIN, F. M. & BERGGREN, W. A., 1981. — Flysch-type agglutinated Foraminifera and the Maestrichtian to Palaeogene history of the Labrador and North Seas. *Mar. Micropaleont.*, 6, 3 : 211-268, pls I-X, figs 1-7.

HART, M. B., 1980. — A water depth model for the evolution of the planktonic Foraminiferida. *Nature*, 286, No. 5770 : 252-254, 2 figs.

HART, M. B. & BAILEY, H. W., 1979. — The distribution of the planktonic Foraminiferida in the mid-Cretaceous of N.W. Europe. *Aspekte der Kreide Europas, I.U.G.S.* Series A, No. 6 : 527-542, figs 1-6.

HART, M. B., BAILEY, H. W., FLETCHER, B. N., PRICE, R., & SWIECICKI, A., 1981. — Chapter 7, Cretaceous. *In* JENKYNS, D. G. & MURRAY, J. W. (Eds) Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera : 149-227, 25 pls, 16 figs.

HART, M. B. & BIGG, P. J., 1981. — Anoxic events in the Late Cretaceous chalk seas of North West Europe. *In* NEALE, J. W. & BRASIER, M. D. (Eds) Microfossils from Recent and Fossil Shelf Seas : 177-185, fig. 1-3.

HART, M. B. & WEAVER, P. P. E., 1977. — Turonian microbiostratigraphy of Beer, S. E. Devon. *Proc. Ussher Soc.*, 4 : 86-93, 1 fig.

JENKYNS, H. C., 1980. — Cretaceous anoxic events ; from continents to oceans. *Jl geol. Soc. Lond.*, 137, 2 : 171-188, figs 1-6.

OWEN, M., 1970. — Turonian Foraminifera from Southern England. (Unpublished University of London Thesis (Ph. D.)).

ROBASZYNSKI, F., AMÉDRO, F., FOUCHER, J. C., GASPARD, D., MAGNIEZ-JANNIN, F., MANIVIT, H., & SORNAY, J., 1980. — Synthèse Biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques ; Foraminifères, Nannoplancton, Dinoflagellés et Macrofaunes. *Rev. Micropaléont.*, 22, 4 : 195-321, 20 pl., 28 figs.

ROBASZYNSKI, F. & CARON, M., 1979. — Atlas of Mid-Cretaceous planktonic Foraminiferida (Boreal Sea and Tethys). *Cah. Micropaléont.*, Pt. 1 : 1-185, pls 1-39 ; Pt. 2 : 1-181, pls 40-80, (published in French and English).

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CONCLUSIONS AU COLLOQUE SUR LE TURONIEN ÉCHELLES BIOSTRATIGRAPHIQUES INTÉGRÉES ET CARTES DE FACIÈS (FRANCE ET CONTRÉES LIMITROPHES) [1]

I. — ÉCHELLES BIOSTRATIGRAPHIQUES INTÉGRÉES

La présentation orale de 21 communications relatives au Turonien de la France et des pays voisins a occupé la première journée et la matinée de la seconde journée du Colloque. Tenant compte des diverses communications exposées par les auteurs ainsi que des remarques émises à la suite de chaque intervention, les participants ont été conviés à se regrouper en séance plénière pendant la dernière après-midi pour faire le point sur les aspects biostratigraphiques sous-tendant les interprétations paléogéographiques dans chaque région. Le but fixé était l'élaboration d'un tableau synthétique où devaient être mises en parallèle les extensions verticales des marqueurs paléontologiques de l'étage Turonien pour les principaux groupes de macro et de microfossiles.

Le déroulement de la séance a conduit à définir pour chaque branche paléontologique les acquisitions les plus récentes, à souligner les problèmes restant en suspens et à tenter de proposer des zonations valables au moins pour une partie de l'Europe occidentale. Le tableau présenté à la fig. 2 (2a á 2d) résulte des échanges de vues entre tous les participants au Colloque : spécialistes et utilisateurs.

Les paragraphes développés ci-aprés regroupent les présentations orales des spécialistes de chaque section paléontologique ainsi que les principales remarques formulées en séance par les participants. Les sujets des interventions ont été consignés par F. AMEDRO et M. CARON qui ont bien voulu nous confier leurs notes pour rédiger certains chapitres.

AMMONITES [2]

En tant que groupe paléontologique étalon, les extensions des ammonites-index du Turonien et la zonation qui en découle ont été l'objet de longues et fructueuses discussions entre les spécialistes présents et l'ensemble des participants.

Nous ferons d'abord un panorama des principales questions évoquées en séance pendant les échanges de vues, laissant ensuite W. J. KENNEDY développer quelques aspects historiques, puis J. M. HANCOCK et F. AMEDRO commenter la division du Turonien en sous-étages.

LES ZONATIONS DU TURONIEN

Les divisions utilisées dans le bassin de Paris, successivement par HEBERT (1864-66), BARROIS (1878) et DE GROSSOUVRE (1901) sont reprises au tableau de la fig. 1. Les deux premières sont fondées sur des espèces appartenant à des groupes paléontologiques variés (belemnites, lamellibranches, bra-

1. Rassemblées et presentees par F. ROBASZYNSKI selon les interventions des participants à la seance de synthèse.
2. Selon les interventions de F. AMEDRO, J. M. HANCOCK, W. J. KENNEDY, J. LAUVERJAT, J. SORNAY.

Source : MNHN, Paris

chiopodes, échinides), reflétant surtout la nature des formations qui les contiennent. Celle de DE GROSSOUVRE est la première à utiliser le seul groupe des ammonites.

Plus récemment, KENNEDY et HANCOCK (1976) puis AMÉDRO (*in* ROBASZYNSKI, AMÉDRO *et al.*, 1980) adoptent une succession de zones ayant une valeur moins régionale.

Pendant le Colloque, les mêmes auteurs ont exposé dans leurs communications deux zonations résultant de travaux menés en Europe occidentale, et plus particulièrement en France et dans les pays limitrophes (colonnes 6 et 7 du tableau de la fig. 1). La succession des zones proposée dans la dernière colonne du tableau de la fig. 1 indique l'une des possibilités de division biostratigraphique du Turonien ; elle a suscité les remarques et commentaires suivants :

La limite Cénomanien-Turonien.

La présence de *Metoicoceras geslinianum* marque mondialement la partie élevée du Cénomanien supérieur. En outre, il apparaît très commode de situer la base du Turonien avec l'apparition du genre *Watinoceras*, connu en Europe, en Afrique, en U.R.S.S. et aux U.S.A. Entre les deux, s'intercale une faune à *Neocardioceras juddii* qui pourrait être attribuée à un Cénomanien terminal sans que cette position puisse être affirmée définitivement (voir plus loin le commentaire de W. J. KENNEDY).

Pourtant, si adopter un tel point de vue ne porte pas à conséquence dans le domaine boréal, il n'en est pas de même dans le domaine téthysien. En effet, des Vascoceratinae tels que *Thomasites, Nigericeras, Gombeoceras*, associés à *N. juddii*, devraient être rangés également dans le Cénomanien terminal et ceci aurait pour résultat de vieillir la majeure partie des séries à Vascoceratinae considérées jusqu'à présent comme « turoniennes » dans les aires périméditerranéennes. Des récoltes et des études précises d'extension seraient à mener dans ces régions pour connaître la distribution exacte des *Nigericeras, Gombeoceras, Vascoceras (Pachyvascoceras), Fagesia, Pseudaspidoceras, Choffaticeras* par rapport aux *Metoicoceras* et *Watinoceras*.

Les faunes de type boréal et téthysien coexistent aux U.S.A. et il est probable que les recherches conduites par les collègues américains apporteront des données nouvelles sur ce problème.

Remarques :

— La zonation proposée dans la dernière colonne du tableau de la fig. 1 apparaît donc pour le moment surtout valable dans le domaine boréal.

— Les changements « profonds » de faunes dont D'ORBIGNY s'est servi pour limiter ses étages se situent souvent dans des niveaux condensés où les apparitions brusques de nouveaux genres reflètent des lacunes plus ou moins importantes. Dans le cas de la limite Cénomanien-Turonien, on peut penser qu'une période d'environ ± 1 M.A. a pu s'écouler entre les zones à *Metoicoceras geslinianum* et *Watinoceras coloradoense*.

Les zones du Turonien inférieur (fig. 2a).

Si l'on accepte la définition de la base du Turonien donnée précédemment, le Turonien inférieur comporte deux zones : à *Watinoceras coloradoense* à la base et à *Mammites nodosoides* au-dessus. À noter que les extensions verticales des deux index ne se chevauchent pas.

La limite Turonien inférieur-Turonien moyen.

L'apparition régionale et probablement mondiale de *Collignoniceras woollgari* est proposée pour marquer la base du Turonien moyen bien que l'origine phylogénétique du taxon reste obscure.

Source : MNHN, Paris

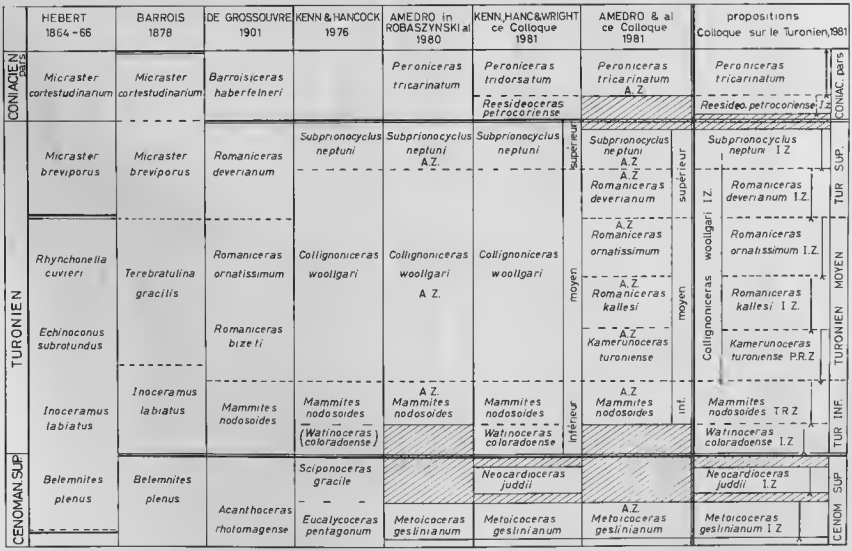


FIG. 1. — Quelques zonations historiques du Turonien en France et proposition du Colloque.

Source : MNHN, Paris

La limite Turonien moyen-Turonien supérieur.

Deux conceptions sont exposées. Dans l'une, AMEDRO *et al.* prennent comme base du Turonien supérieur l'apparition de *Romaniceras deverianum*, suivant ainsi l'usage historique établi par DE GROSSOUVRE (1901) et adopté par COLLIGNON (1960).

Dans l'autre, KENNEDY et HANCOCK préconisent l'apparition de *Subprionocyclus neptuni* pour repérer la base du sous-étage supérieur. La première solution a l'avantage de réduire notablement la longueur de la zone à *C. woollgari*, tandis que la seconde met l'accent sur le caractère plus cosmopolite de l'apparition de *S. neptuni*. Il faut remarquer toutefois qu'aux U.S.A., au-dessus des *Collignoniceras* viennent des *Prionocyclus* associé à *Romaniceras* cf. *deverianum* avec absence de *Subprionocyclus*.

En attendant des travaux ultérieurs et bien que l'accord ne soit pas totalement complet entre les ammonitologues (voir plus loin les commentaires de J.-M. HANCOCK et F. AMEDRO), il semble commode de proposer, au moins provisoirement et pour l'Europe occidentale, la base du Turonien supérieur avec l'apparition de *Romaniceras deverianum*. Cette solution a pour avantage de montrer une certaine cohérence en conservant la définition historique des limites à la fois pour le Cénomanien/Turonien (D'ORBIGNY) et pour le Turonien moyen/Turonien supérieur (DE GROSSOUVRE).

Même si l'espèce-index n'est pas commune, sa découverte dans des faciès épicontinentaux permet de mettre en parallèle des apparitions d'autres macrofaunes, microfaunes ou microflores. Par ailleurs, les *Collignoniceras* sont eux-mêmes également occasionnels et très rares vers le haut de leur intervalle d'extension.

Les zones du Turonien moyen et supérieur (fig. 2a).

En adoptant la solution qui voit la base du Turonien supérieur avec l'apparition de *R. deveriauum*, le Turonien moyen peut être subdivisé en trois zones : à *Kamerunoceras turoniense*, à *Romaniceras kallesi*, à *Romaniceras ornatissimum* et le Turonien supérieur en deux zones : à *Romaniceras deverianum* et à *Subprionocyclus neptuni*.

Il reste toutefois possible d'utiliser le taxon *C. woollgari* pour indexer le Turonien moyen en précisant alors qu'il s'agit d'une Interval-zone, c'est-à-dire d'un intervalle défini entre l'apparition de *C. woollgari* et celle de *S. neptuni*. Cette précision est utile quand on sait que dans la région de Troyes, *C. woollgari* est associé à *R. deverianum* (AMEDRO *et al.*, ce colloque).

Remarque : Des nuances et des précisions quant à la division du Turonien et à l'extension des espèces-index ont encore été apportées par les mêmes auteurs pendant le « Kreide Symposium » de Munchen en juin 1982. Les actes du Symposium feront apparaître les modifications qu'il convient déjà d'apporter au tableau 2a.

La limite Turonien-Coniacien.

Selon des observations récentes de HANCOCK et KENNEDY, le *Barroisiceras haberfellneri* sensu DE GROSSOUVRE est une espèce distincte du type. Dans la région de Cognac, la première ammonite dégagée à la base du stratotype est un *Reesideoceras petrocoriense* et l'espèce a été retenue provisoirement pour marquer la partie inférieure du Coniacien. Le genre *Peroniceras*, plus largement utilisé dans la littérature, apparaîtrait au-dessus de *Reesideoceras* et n'indiquerait plus la partie basale du Coniacien.

À noter que dans la plupart des régions européennes, il existe de nombreux hard-grounds, perforations, indices d'arrêts de sédimentation à partir de la zone à *S. neptuni* (Turonien supérieur *pars*) jusqu'à la zone à *Peroniceras* (partie non basale du Coniacien).

Pour résumer, les recherches menées essentiellement dans les domaines boréal et intermédiaire ont conduit à diviser le Turonien en un certain nombre de zones suggérant un découpage en trois sous-étages :

Source : MNHN, Paris

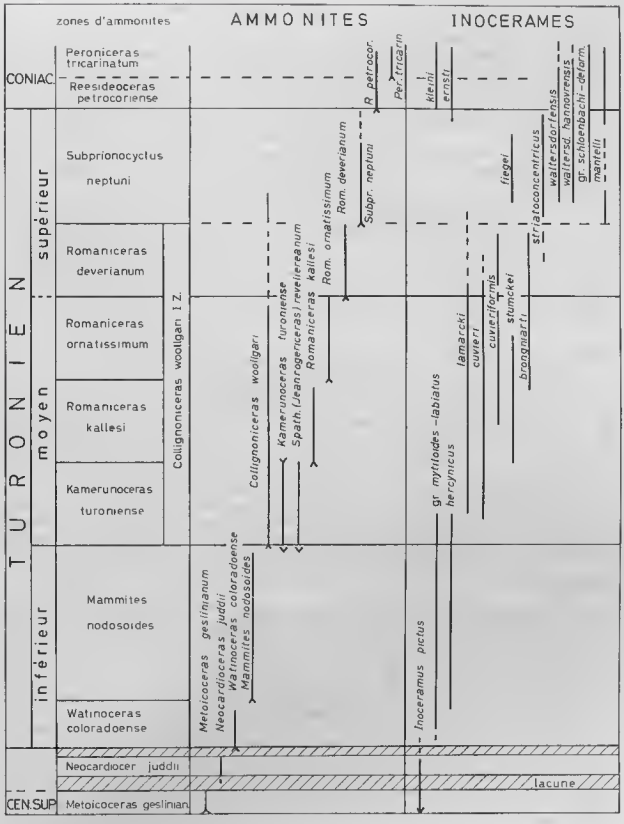


FIG. 2a. — Distribution verticale des principales espèces d'ammonites et d'inocérames dans le Turonien de la France et des régions voisines.

Source : MNHN, Paris

CONIACIEN	*Paratexanites ?* *Peroniceras tricarinatum* I.Z. *Reesideoceras petrocoriense* I.Z.		
TURONIEN	*Subprionocyclus neptuni* I.Z.		TURONIEN SUPÉRIEUR
	Collignoniceras woollgari I.Z.	*Rom. deverianum* I.Z. *Rom. ornatissimum* I.Z. *Rom. kallesi* I.Z. *Kam. turoniense* P.R.Z.	TURONIEN MOYEN
	Mammites nodosoides I.Z. *Watinoceras coloradoense* I.Z.		TURONIEN INFÉRIEUR
	Neocardioceras juddii I.Z.		TURONIEN INFÉRIEUR ou CÉN. TERMINAL
CÉNOMANIEN	*Metoicoceras geslinianum* I.Z.		

COMMENTS ON THE POSITION OF THE CENOMANIAN-TURONIAN BOUNDARY [1] :

The review of ammonite occurrences in the Anglo-Paris Basin and Touraine and Sarthe provides a basis for the placement of the Cenomanian-Turonian boundary.

So far as the position of the Cenomanian-Turonian boundary is concerned, there has been much debate. The boundary has been placed :

1. at the base of the *Metoicoceras geslinianum* Zone as that term is used here (SPATH 1926, WRIGHT and WRIGHT, 1951, JEFFERIES, 1962, 1963), although this has been variously called the base of the *Metoicoceras whitei, M. pontieri, M. geslianum* or *Sciponoceras gracile* Zones ;

2. between beds 3 and 4 of the Plenus Marls (MAGNÉ and POLVÊCHE, 1961, HART *in* STINTON, 1971, WOOD, 1965, CARTER and HART, 1977) ; this division is based on changes in the Foraminiferida ; in terms of boundaries between foraminifera zones it is the " most distinctive in the Cretaceous system " (CARTER and HART, 1977, p. 55) ;

3. at the base of the Middle Chalk (= the base of the Melbourn Rock) (JUKES-BROWNE and HILL, 1903) ;

4. at the base of a *Mammites nodosoides/Inoceramus labiatus* Zone (DE GROSSOUVRE, 1901, SORNAY, 1957, KENNEDY and JUIGNET, 1973, KENNEDY and HANCOCK, 1977, RAWSON *et al.*, 1978) ; unfortunately the *nodosoides/labiatus* Zone has at different times been taken to include and exclude the Plenus Marls and their equivalents.

What is clearly established is that the type area of the Cenomanian includes a good representative of the *Metoicoceras geslinianum* Zone and that the Craie Marneuse there extends up into the *Mammites nodosoides* Zone, as these are used here, and that in the type area of the Turonian, between Saumur and Montrichard, there are beds as low as the Marnes à Ostracées with *Thomelites* and *Neolobites* and, above, *Metoicoceras geslinianum, Watinoceras coloradoense* and *Mammites nodosoides* Zone faunas.

In defining stage boundaries we should, as far as possible, follow D'ORBIGNY's views. When he began to divide the Upper Cretaceous into stages, he at first recognised only two, Turonian below and Senonian above (*Paléontologie française, Terrains Crétacés*, II, *Gastéropodes*, pp. 403-406) with respect to the Turonian, his words are : " je propose de désigner à l'avenir l'étage qui m'occupe sous

1. Discussion by W. J. KENNEDY.

Source : MNHN, Paris

le nom de terrain TURONIEN, de la ville de Tours (*Turones*) ou de la Touraine (*Turonia*), situées sur ces terrains " (1842, p. 404), defining the Turonian as equivalent to the Craie Chloritée, Craie tuffeau, Glauconie crayeuse, Grès Vert Supérieur etc., and taking the name from Touraine (Roman Turonia). Five years later he realised that two distinct ammonite and rudistid faunas were present and restricted the term to beds corresponding to his third zone of rudists, yielding *Ammonites Lewesiensis, peramplus, Vielbancii, Woollgari, Fleuriausianus, Deverianus* etc. (D'ORBIGNY, 1847, p. 270), stating " le plus beau type côtier était très prononcé dans toute la Touraine ".

In the second volume of the *Prodrome* (1850) D'ORBIGNY lists 809 species as characteristic of the Cenomanian and 366 as characteristic of the Turonian. In the *Cours Élémentaire* (D'ORBIGNY, 1852) there is the most complete statement of the Cenomanian and Turonian stages. The origin of the names is explained, faunal characteristics are defined and type areas are indicated, as are other regions or successions where rocks of comparable age are known. Most significantly, the area between Saumur and Montrichard is stated to be the type area, as we have already indicated.

Although D'ORBIGNY did not define the Cenomanian-Turonian boundary in unmistakeable terms and there are conflicting data in the *Prodrome* and *Cours Élémentaire*, he regarded *Metoicoceras* [*Ammonites*] *geslinianus, Actinocamax plenus* (BLAINVILLE) (= *Belemnitella vera* D'ORBIGNY, *non* MILLER) and *Terebratella carantonensis* as Cenomanian, and *Lewesiceras* [*Ammonites*] *peramplum* (MANTELL), *L.* [*Ammonites*] *lewesiense* (MANTELL) and *Inoceramus labiatus* (= *Inoceramus problematicus* D'ORBIGNY) as Turonian.

On this basis the *Metoicoceras geslinianum* Zone is Cenomanian and the *Mammites nodosoides* Zone as used here is Turonian. There are no ammonite indications in D'ORBIGNY's work to place the *Neocardioceras juddii* or *Watinoceras coloradoense* Zones in either stage. *Inoceramus labiatus* in the broad sense of the *Mytiloides* lineage ranges down to the *N. juddii* Zone, but *Mytiloides labiatus sensu stricto* is a top *nodosoides* and bottom *woollgari* Zone species. *Terebratella carantonensis* is, in Sarthe and Touraine at least, commonest in the Craie à *Terebratella carantonensis*, which includes *Neocardioceras juddii juddii* a little way above its base at St. Calais. It is reasonable to assume on this admittedly thin evidence, that for D'ORBIGNY the stage boundary lay above this level. Beyond this, historical considerations do not help.

So far as the ammonites are concerned we are left with considerations of overall faunal affinity. Of the species that we regard as characteristic of the *N. juddii* Zone, *N. juddii* itself does not seem to affect the issue either way but *Thomelites serotinus* has close affinities with other species of *Thomelites* characteristic of horizons below the *geslinianum* Zone. On the other hand *Sciponoceras bohemicum anterius*, though differing only slightly from the Cenomanian *S. gracile*, has distinct affinities with the Turonian species *S. bohemicum*.

The *Watinoceras coloradoense* Zone has yielded very rare specimens of *Mammites*, which indicate Turonian affinities.

Our conclusion on the basis of these slight indications and the historical evidence, taken together, is that the *Neocardioceras juddii* Zone is best regarded as Cenomanian and the *Watinoceras coloradoense* Zone as Turonian.

It will be noted that this boundary position is well above that adopted by CARTER and HART (1977) based on major changes in planktonic foraminifera. While we appreciate their arguments for regarding the boundary between beds 3 and 4 of the Plenus Marls in terms of foraminiferal assemblages as the " most distinctive boundary in the Cretaceous system ", we believe that the case for calling this the Cenomanian-Turonian boundary has no historical support. The micropalaeontological work to data appears to be based on areas outside the restricted type area defined in the *Cours Élémentaire*, the foraminifera were not groups considered by D'ORBIGNY in initially defining the stages, nor do those listed in the *Prodrome* and *Cours Élémentaire* contribute to a resolution of the problem. We should not, perhaps expect macrofossils of different groups or microfossils to show zonal boundaries at identical levels : what is more important is to define the relative positions of zonal sequences based on different groups. To this end it is now clear that the *Rotalipora cushmani/Praeglobotruncana stephani* Zone and *Praeglobotruncana* spp. Zone boundary of CARTER and HART (1977) falls in the middle of the *M. geslinianum* Zone as used here.

Source : MNHN, Paris

The establishment of a zonal succession for England and northwest Europe in which a number of Tethyan species can be accurately placed and the drawing of the boundary between Cenomanian and Turonian above the *Neocardioceras juddii* Zone and below the *Watinoceras coloradoense* Zone will have wide repercussions in the correlation of beds of this age throughout the world. These are not pursued here, but will be published elsewhere.

It will be noted that we have refrained from speaking of " Lower " and " Upper " or " Lower ", " Middle " and " Upper " Turonian. There is no agreement or a two-versus three-fold division in the literature, and this is a matter for international rather than local agreement. So far as the ammonite faunas are concerned, the base of the *woollgari* Zone provides a datum that can be recognized on a near world-wide basis as, to a slightly lesser degree, does the base of the *neptuni* Zone. So far as ammonite successions are concerned we would support the former as the base of the Upper Turonian in a two-fold division and the base of the latter of the base of the Upper Turonian in a three-fold division, the *woollgari* Zone then forming the Middle Turonian.

COMMENTS ON THE ZONATION OF THE TURONIAN [1].

Neither the *geslinianum, juddii* nor *coloradoense* Zones can be easily recognized within the type area of the Turonian, although ammonites from the first and last are certainly present. The *geslinianum* Zone itself can be recognised throughout western Europe and across the Soviet Union, whilst the index or other characteristic species occur in Iran, Japan, California, the western interior of the United States, Texas and Algeria.

The *juddii* Zone, or more strictly the index species, is currently known only from England, northern France, central Europe and the western interior of the United States.

The *coloradoense* Zone can be recognized locally across Europe from England to Transcaspia, north Africa, the United States western interior, Alaska, Brazil, and possibly Columbia and Morocco.

For long distance correlation the base of the *geslinianum* and *coloradoense* Zones are those most likely to find widespread recognition. The lower Zone is now almost universally regarded as Cenomanian, whilst the higher is undoubtedly Turonian, so that the base of the *coloradoense* Zone provides a provisional base of the stage that could be broadly accepted.

It must be stressed that the succession immediately above the *geslinianum* Zone is attenuated throughout north-west Europe. As a result the relative position of the expanded vascoceratid-tissotiid dominated sequences of mesogean regions remains uncertain, although rare records in England and France show that *Vascoceras, Thomasites, Spathites (Jeanrogericeras)* and *Nigericeras* appeared well below the *coloradoense* Zone. Some of these genera are actually contemporaries of *Metoicoceras geslinianum* and hence undoubtedly Cenomanian.

The Lower/Middle Turonian boundary can be defined as the junction between the *nodosoides* and *woollgari* Zones, and is not now in dispute amongst ammonite workers.

The Middle/Upper Turonian boundary presents problems. A *Romaniceras deverianum* Zone was taken by DE GROSSOUVRE (1901) and COLLIGNON (1960) as the top Zone of the Turonian. Although it is now realized that there is more Turonian above the occurrence of *R. deverianum* it might be felt that its zone should still be retained within the Upper Turonian on historical grounds. The species can be used in this way in some parts of France and in Madagascar, but elsewhere it is too rare to be of use. The replacement of *Collignoniceras woollgari* by *Subprionocyclus neptuni* seems to occur rapidly and can be traced over a wider area, e.g. England, central Europe and Japan. It may prove to be more practical, in spite of historical precedence, to draw the boundary between Middle and Upper Turonian as this probably slightly higher level. Unfortunately we do not know with certainty if *R. deverianum* is a *woollgari* or *neptuni* Zone species.

The base of the Coniacian in Aquitaine and the base of the Craie de Villedieu in Sarthe is marked by the appearance of *Reesideoceras petrocoriense* (COQUAND) (= *R. gallicum* BASSE). This is the equivalent to the base of the *Barroisiceras haberfellneri* Zone of DE GROSSOUVRE for nearly all the

1. By J. M. HANCOCK.

Source : MNHN, Paris

ammonites that he called *B. haberfellneri* are *R. petrocoriense* (e.g. pl. 1, figs. 1-5). This species occurs widely in Europe : Aquitaine, Provence (Dieulefit), Czechoslovakia and Germany.

The true age of *Barroisiceras haberfellneri* of HAUER is still to be established. We have never seen the species in France ; all those records we have traced are either *R. petrocoriense* or other species.

COMMENTAIRES SUR LES ÉVÉNEMENTS BIOLOGIQUES ENREGISTRÉS PAR LES AMMONITES AU COURS DU TURONIEN ET SUR LA DIVISION EN SOUS-ÉTAGES [1].

À la suite des opinions émises lors du Colloque, l'étage Turonien peut être défini comme l'intervalle compris entre l'apparition de *Watinoceras coloradoense* (base du Turonien inférieur) et l'apparition de *Reesideoceras petrocoriense* (base du Coniacien). Ces deux événements biologiques sont bien situés phylétiquement et les marqueurs utilisés offrent une large répartition géographique.

La division du Turonien en plusieurs sous-étages pose par contre un certain nombre de problèmes qu'il convient de cerner. Rappelons tout d'abord que l'on tend actuellement à diviser le Turonien en trois (inférieur, moyen, supérieur), mais certains géologues continuent à admettre une division bipartite dans le sens de COQUAND, 1857 (Ligérien, Angoumien). Par ailleurs, les événements utilisés pour la définition des sous-étages du Turonien restent pour certains moins précis qu'il ne paraît.

Limite Turonien inférieur-Turonien moyen (ou Turonien inférieur-Turonien supérieur dans le cas d'une division en deux de l'étage). Cette limite est prise par la majorité des ammonitologues avec l'apparition de *Collignoniceras woollgari*. Mais l'origine du genre *Collignoniceras* dans le Turonien inférieur est encore inconnue. Aucun Collignoniceratidae n'a en effet été recueilli jusqu'à maintenant à travers le monde parmi les centaines de spécimens de la zone plus ancienne à *Mammites nodosoides*. En réalité, l'apparition de *C. woollgari* telle qu'on l'apprécie actuellement est peut-être seulement apparente. Dans l'hypothèse envisageable d'une récolte de spécimens de *C. woollgari* dans des horizons plus anciens, la position de la limite Turonien inférieur-Turonien moyen (ou Turonien inférieur-Turonien supérieur) serait à reconsidérer.

Limite Turonien moyen-Turonien supérieur. Si l'on admet la valeur des critères historiques (ce qui est le cas pour la définition de la limite Cénomanien-Turonien), la base du Turonien supérieur est établie à la suite des travaux de DE GROSSOUVRE, 1901 et COLLIGNON, 1939 par l'apparition de *Romaniceras (Romaniceras) deverianum*. En France, une Assemblage-zone vient d'être individualisée dans les grès du massif d'Uchaux (Vaucluse) et dans les faciès crayeux de l'Est du bassin de Paris (Aube). L'index est également connu en Angleterre, Europe centrale, Espagne, Afrique du Nord, Israël, Madagascar, Sud de l'Inde, Japon, et d'après HANCOCK (*in litteris*) dans le Western Interior aux U.S.A. L'apparition de *R. (R.) deverianum* est donc un événement biologique parfaitement utilisable pour caractériser la limite Turonien moyen-Turonien supérieur à travers le monde. Cette position, fondée sur l'usage historique comme pour la limite Cénomanien-Turonien, a également l'avantage d'homogénéiser les critères retenus pour la définition des limites stratigraphiques majeures du Crétacé moyen.

KENNEDY et HANCOCK proposent cependant de substituer à l'apparition de *R. (R.) deverianum* celle, plus récente, de *Subprionocyclus neptuni* pour marquer la limite Turonien moyen-Turonien supérieur. Les arguments retenus sont la rareté des *Romaniceras* dans certains faciès, et le caractère plus cosmopolite des *Subprionocyclus*. Notons que la première remarque s'applique surtout aux craies blanches, mais tous les genres d'ammonites sont mal représentés dans ce faciès (dans les grès du couloir rhodanien ou de Madagascar, les *Romaniceras* abondent). D'un autre côté, la distribution géographique de *S. neptuni* : France, Angleterre, Allemagne, Europe centrale, Espagne, Afrique du Nord, Madagascar, Japon, Californie, Oregon apparaît très comparable à celle de *R. (R.) deverianum* et ne justifie pas à notre avis une modification des limites des sous-étages du Turonien.

À l'échelle du Nord-Ouest de l'Europe, la véritable difficulté relative à l'utilisation biostratigraphique des ammonites est liée au développement considérable dans le Turonien du faciès craie blanche, notoirement pauvre en céphalopodes. Dans le bassin anglo-parisien en particulier, les ammonites ne

1. Par F. AMÉDRO.

Source : MNHN, Paris

sont suffisamment abondantes pour former un assemblage que dans deux horizons : dans les craies noduleuses de la base locale du Turonien (A.-z. à *Mammites nodosoides*) et dans les hard-grounds du sommet de l'étage (A.-z. à *Subprionocyclus neptuni*). La zone à *Collignoniceras woollgari*, reconnue entre l'A.-z. à *M. nodosoides* et l'A.-z. à *S. neptuni*, livre seulement de rares ammonites et sa durée très longue masque un manque de récoltes. La preuve en est donnée par les tuffeaux de la région stratotypique du Turonien (Saumur et Touraine) qui renferment, dans le même intervalle de la zone à *C. woollgari*, quatre assemblages successifs d'ammonites : A.-z. à *Kamerunoceras turoniense*, A.-z. à *Romaniceras (Romaniceras) kallesi*, A.-z. à *Romaniceras (Yubariceras) ornatissimum*, A.-z. à *Romaniceras (Romaniceras) deverianum*. Il faut donc admettre que les ammonites restent d'un usage stratigraphique limité dans les craies turoniennes du bassin anglo-parisien. Leur utilisation pour fixer les limites des sous-étages ne peut être ici systématique. La découverte de plusieurs *R. (R.) deverianum* associés à une abondante macrofaune : inocérames, micrasters, et microfaune : foraminifères planctoniques et benthiques dans la craie de l'Aube permet cependant d'apprécier la limite entre les sous-étages Turonien moyen et Turonien supérieur à l'aide d'autres groupes paléontologiques. Enfin, l'Interval-zone à *C. woollgari*, intervalle compris entre l'apparition de *C. woollgari* et l'apparition de *S. neptuni*, utilisée de façon commode dans les craies du bassin anglo-parisien, couvre le Turonien moyen et la base du Turonien supérieur.

INOCÉRAMES [1]

Les inocérames permettent comme les ammonites de diviser le Turonien en trois parties mais celles-ci ne correspondent pas exactement aux trois sous-étages définis à partir des ammonites. En outre, cette division en trois termes fondée sur les faunes d'inocérames reste encore assez floue. Ces divisions sont les suivantes en tenant compte des communications présentées durant le Colloque (fig. 2a) :

— *Une division inférieure* caractérisée par les formes du groupe *I. mytiloides* MANT. — *I. labiatus* SCHLOTH. et par *I. hercynicus* PETR. Dans la partie basale, s'éteignent les derniers *I. pictus* SOW. du Cénomanien. L'ensemble *I. mytiloides-labiatus-hercynicus* n'apparaît, semble-t-il, qu'un peu au-dessus de la base du Turonien. *I. mytiloides* apparaît le premier, *I. hercynicus* ne se montre en individus typiques qu'un peu plus haut. Toutes les formes coexistent dans la partie supérieure de leur domaine d'extension. Cette division inférieure pénètre nettement dans le Turonien moyen défini par l'apparition de l'ammonite *C. woollgari*.

— *Une division moyenne*, caractérisée par le groupe d'*I. lamarcki* PARK., débute un peu au-dessus de la base du Turonien moyen et se continue dans le Turonien supérieur dans une partie de la zone à *Romaniceras deverianum* D'ORB. Des formes comme *I. brongniarti* MANT. et *I. cuvieri* SOW. y sont fréquentes, mais leur extension stratigraphique est moins précise.

— *Une division supérieure* caractérisée par *I. striatoconcentricus* GÜMBEL qui correspond au Turonien supérieur au-dessus de la zone à *R. deverianum*. Dans cette même division, on voit apparaître diverses formes qui se continuent dans le Coniacien comme le groupe *I. schloenbachi* J. B. — *I. deformis* MEEK ainsi que *I. waltersdorfensis* AND. et sa sous-espèce *hannovrensis* HEINZ. Ces diverses formes ont été considérées soit comme caractéristiques du Turonien terminal, soit comme d'âge coniacien plus ou moins élevé suivant les auteurs. Les recherches récentes dans le Nord de la France montrent que ces formes débutent dans le haut du Turonien supérieur mais se poursuivent dans le Coniacien.

Dans l'état actuel des connaissances, les inocérames ne donnent pas encore une précision stratigraphique comparable à celle obtenue à partir des ammonites mais leur plus grande fréquence en fait un bon outil stratigraphique quand les ammonites font défaut.

1. Intervention de J. SORNAY.

Source : MNHN, Paris

ÉCHINIDÉS

Utilisation biostratigraphique des *Micraster* [1].

Depuis sa création, le genre *Micraster* AGASSIZ, 1836, répandu dans le Crétacé, a suscité de nombreux travaux. Il semble avoir évolué assez rapidement et certaines de ses espèces furent utilisées comme fossiles caractéristiques. Or, selon la conception typologique qui a longtemps prévalu en paléontologie, l'espèce se confond avec l'individu, puisque des espèces ont été maintes fois fondées sur un nombre réduit de spécimens ou même parfois sur des débris. Ceci a conduit les auteurs à distinguer des espèces sur quelques caractères seulement, parfois même un seul, les caractères retenus variant d'ailleurs selon les auteurs. Cette conception vague du fossile caractéristique ne permet pas de distinguer des niveaux stratigraphiques, car les espèces ne peuvent pas être identifiées avec certitude au moyen de ces critères subjectifs.

Une étude descriptive et biométrique de quatre populations successives, issues de bancs indurés, repérés stratigraphiquement grâce aux datations micropaléontologiques de Ch. MONCIARDINI et situés au Sud de l'anticlinal de la Bresle, dans le Vimeu (Somme), a mis en évidence l'existence de variants. Certains d'entre eux, termes extrêmes d'un même ensemble, sont reliés par des individus intermédiaires. Cette étude de la variabilité permet de mieux interpréter les espèces typologiques dont certaines tombent en synonymie avec le morphotype dominant dans chaque échantillon.

Le degré d'évolution de chaque population a été apprécié ; l'âge d'un niveau peut être déterminé par un ensemble de caractères significatifs, ce qui apporte plus de précision dans les applications stratigraphiques.

L'ORNEMENTATION DU TEST DES *Micraster*.

Le trait le plus marquant dans l'évolution des *Micraster* est le développement de l'ornementation du test. Les cinq types d'ornementation des zones interporifères des pétales distingués par ROWE (1899) ont été observés et une terminologie précise pour l'ornementation des zones périplastronales a été proposée (M. FOURAY, 1981).

★ *types d'ornementation des zones interporifères des pétales :*

* type lisse : les sutures transversales et perradiales des plaques ambulacraires sont si faiblement marquées dans cette zone qu'on ne peut les distinguer à la loupe ; les assules n'ont pas de relief, elles sont couvertes de granules minuscules et dispersés, que l'on distingue à un fort grossissement ;

* type suturé : les sutures transversales et perradiales sont visibles à la loupe ; les assules granuleuses sont toujours parfaitement planes ;

* type renflé : vers l'axe de l'ambulacre, les assules sont bombées et granuleuses, les renflements se rejoignent et s'assemblent en queue d'aronde ;

* type subdivisé : le renflement des assules s'accentue et la densité des granules augmente ; les assules s'inclinent en pente brusque vers l'axe de l'ambulacre qui devient profond et anguleux ; la pente est rompue au niveau des renflements qui commencent à s'écarter ; à l'œil nu, il semble que les assules soient nettement séparées dans l'axe du pétale, mais l'examen à la loupe montre le contact des sutures perradiales et la partie axiale des renflements ;

* type divisé : ce type diffère du précédent par un sillon bien prononcé entre les renflements.

★ *types d'ornementation des zones périplastronales :*

* type sablé : chaque plaque de la zone périplastronale est couverte de granules miliaires fins et rapprochés ;

1. Selon M. FOURAY et les données de F. AMÉDRO et F. ROBASZYNSKI.

Source : MNHN, Paris

* type ponctué-caténulé : le diamètre des granules miliaires est au moins deux fois supérieur à celui du type précédent ; ces granules prennent l'aspect de points très serrés, certains s'assemblent en chaînettes. On observe parfois quelques tubercules scrobiculés ;

* type caténulé-verruculeux : les granules miliaires isolés sont rares, quelques-uns s'assemblent en chaînettes ; dans la plupart des cas, ils s'agglomèrent en amas, entre lesquels se logent quelques tubercules ;

* type verruqueux : les granules miliaires s'entassent en formant des verrues en relief ; les zones périplastronales sont nettement bombées par rapport à la surface du test. Parfois, des tubercules se logent entre les verrues ;

* type tuberculeux : les granules miliaires se concentrent en excroissances devenues aussi grosses que les tubercules avec lesquels ils se confondent.

CORRÉLATIONS AVEC LA BIOZONATION À AMMONITES DANS LE TURONIEN DU BOULONNAIS ET DE LA RÉGION DE TROYES.

Selon les caractères morphologiques, on peut distinguer trois morphotypes :

1. *Micraster leskei* DES MOULINS, 1837 *(Spatangus)*, alias *M. breviporus* AGASSIZ (nomen nudum), apparaît avec *Romaniceras deverianum* et disparaît avec *S. neptuni* ; il marque tout le Turonien supérieur.

Ce *Micraster* est caractérisé par des zones interporifères de types lisse ou suturé, des zones périplastronales de types sablé ou ponctué-caténulé.

Lorsque les spécimens sont bien conservés, on observe que l'ambitus est trapézoïdal (largement tronqué vers la partie postérieure du test), l'appareil apical est rapproché du bord antérieur du test, alors que le péristome en est éloigné et recouvert par un labrum peu ou non saillant, le périprocte est haut.

Il est possible de distinguer des *M. leskei* de grande taille parfois pourvus d'un test mince (= *M. corbovis* FORBES, 1850) et des *Micraster* à profil antéro-postérieur globuleux (= *M. beonensis* GAUTHIER, 1885).

2. *Micraster normanniae* BUCAILLE, 1883, apparaît dans la partie supérieure de la biozone à *S. neptuni*, il marque le Turonien terminal et monte un peu dans le Coniacien.

Ce *Micraster* peut être facilement distingué du précédent par l'apparition des renflements dans la zone interporifère du pétale. L'ornementation de cette zone est effectivement de type renflé parfois subdivisé, celle des zones périplastronales est de type caténulé-verruculeux.

L'ambitus est trapézoïdal, l'appareil apical subcentral, le péristome assez éloigné du bord antérieur du test et recouvert pour moitié par le labrum ; le périprocte par rapport au plan de base de l'oursin se situe environ à 65 %.

C'est probablement à ce morphotype que correspond le *M. praecursor* de ROWE (1899) pour lequel il n'a pas été désigné d'holotype et qui, pour cette raison, doit être abandonné.

3. *Micraster decipiens* BAYLE, 1878 *(Spatangus)*. À Caffiers, l'apparition des premiers *M. decipiens* se situe très légèrement sous la limite inférieure du Coniacien fixée par la présence de *Peroniceras tridorsatum*.

Ce *Micraster* fut longtemps confondu avec le *M. cortestudinarium* GOLDFUSS, 1826, (espèce du Turonien « supérieur » au sens allemand = Coniacien pars).

Les zones interporifères sont exceptionnellement de type renflé, principalement de type subdivisé, voire divisé. Dans les formes primitives qui accompagnent le *M. normanniae*, les zones périplastronales sont de type caténulé-verruculeux, mais le relief des zones périplastronales (types verruqueux) caractérise le *M. decipiens*.

L'ambitus est cordiforme (en pointe vers la partie postérieure du test), le profil antéro-postérieur globuleux, l'appareil apical subcentral, le péristome rapproché du bord antérieur du test et recouvert pour moitié par le labrum, le périprocte est bas.

Source : MNHN, Paris

Aux formes primitives correspondent des *Micraster* à profil globuleux et zones périplastronales sans relief : *M. icaunensis* LAMBERT, 1895 ; *M. bucailiei* PARENT, 1892 ;*M. gauthieri* PARENT, 1892 ; *M. cayeuxi* PARENT, 1892 ; *M. gosseleti* CAYEUX, 1890 et des *Micraster* à fasciole sous-anal indécis ou absent : *M. renati* GAUTHIER, 1885 (*Epiaster*) et *M. brevis* DESOR, 1847.

ESSAI DE BIOZONATION (fig. 2b).

Dans le Boulonnais, une biozonation en Interval-zones est envisageable, soit de bas en haut :

— une Interval-zone à *M. leskei* (débutant au voisinage de la base du Turonien supérieur et correspondant sensiblement à l'I.-z. à *Micraster* groupe A *in* AMEDRO, MANIVIT et ROBASZYNSKI, 1978) ;

— une Interval-zone à *M. normanniae* (= I.-z. à *Micraster* groupe B) : intervalle défini entre l'apparition de *M. normanniae* et celle de *M. decipiens* ; on y trouve encore les derniers *M. leskei* ;

— une Interval-zone à *M. decipiens* (= I.-z. à *Micraster* groupe C) où, à la base, subsistent les derniers *M. normanniae*.

BRACHIOPODES [1]

Bien que n'ayant pas la même valeur stratigraphique que d'autres groupes paléontologiques, les brachiopodes du Turonien ont tout de même retenu l'attention des stratigraphes et paléontologistes tant français qu'étrangers, puisque de nombreux auteurs anciens et contemporains leur ont attribué une place dans diverses zonations. Ceci dit, les subdivisions impliquant des brachiopodes ont été proposées surtout pour le Turonien inférieur et moyen en Europe occidentale.

Les formes envisagées comme index dans le Turonien de la Province boréale ont été particulièrement citées : pour l'Angleterre, l'Allemagne, la Belgique et le Nord de la France. Nous n'avons retenu qu'un petit nombre d'espèces parmi les plus typiques et les plus répandues (cf. tableau de la fig. 2b).

LES RHYNCHONELLES.

De façon notable *Orbirhynchia wiesti* (QUENST.) est présente au Cénomanien terminal, cédant le pas au Turonien inférieur à *Orbirhynchia cuvieri* (D'ORB.). Cette dernière rhynchonelle est bien répandue puisque plusieurs auteurs la citent en parallèle avec *Inoceramus labiatus* dans la Craie à *Mammites nodosoides*. HÉBERT (1863) cite l'espèce dans le Boulonnais, la Normandie, le Perche, la Touraine, dans la vallée de la Loire près d'Amboise. TRIGER avait déjà donné à ces niveaux à *I. labiatus* de la Sarthe, le nom de « zone à *Rhynchonella cuvieri* » ; de même GOSSELET et DOLLÉ (1906, p. 216) présentent une subdivision dans le pays de Licques qu'ils comparent au Turonien du Boulonnais et signalent trois « assises » :

Assise à *Micraster leskei*,
Assise à *Terebratulina gracilis*,
Assise à *Rhynchonella cuvieri*.

PEAKE et HANCOCK (1970, p. 304) soulignent la correspondance entre la zone à *I. labiatus* et la zone à *Rhynchonella cuvieri*.

Les *Orbirhynchia* continuent à se diversifier au cours du Turonien (PETTITT, 1950), mais aucune espèce n'a retenu l'attention de façon unanime comme *O. cuvieri*, sauf peut-être en Angleterre *O.* cf. *heberti* PETTITT signalée par PEAKE et HANCOCK comme : « much commoner Guide fossil ».

LES TÉRÉBRATULES.

Parmi les Terebratulidae, retenons le grand développement des Gibbithyridinae avec les espèces concurrentes des *Concinnithyris* comme *Gibbithyris semiglobosa* (SOW.) et *G. subrotunda* (SOW.) . Ces

1. Intervention de D. GASPARD.

Source : MNHN, Paris

espèces sont très communes au Turonien moyen, puis encore au Turonien supérieur ; *G. semiglobosa* est signalée à certains endroits comme accompagnant *O. cuvieri*.

Malgré cette grande abondance des *Gibbithyris*, c'est surtout la présence de *Terebratulina gracilis* D'ORB. qui caractérise le Turonien moyen, d'où l'existence reconnue par tous d'une « zone à *Terebratulina* ». Cependant, il conviendra dans un proche avenir d'éclaircir la situation taxonomique de cette térébratuline dans la mesure où les Anglo-saxons proposent le terme de *T. lata* en concordance avec *T. gracilis*. Certains auteurs, dont BARROIS, citent à la fois *T. gracilis* et *T. striata* SCHLOTH. et signalent les avoir récoltées dans la Craie à « *M. cortestudinarium* ». Pour notre part, nous avons aussi rencontré *T. gracilis*, dans le Boulonnais, en position plus haute que le Turonien moyen.

Le Turonien se termine avec encore quelques représentants du genre *Orbirhynchia*, mais c'est surtout l'apparition des *Cretirhynchia* qui marque le Turonien terminal avec : *Cr.* gr. *plicatilis* (SOW.) et l'individualisation de *Cr. subplicata* (MANTELL) à la base du Coniacien.

RUDISTES [1]

L'extension et le développement des faciès à rudistes dans le Turonien supérieur du domaine mésogéen justifient l'établissement d'une biozonation qui leur soit propre. Celle-ci doit être basée sur un groupe homogène au plan phylétique qui présente une évolution rapide et une grande extension géographique. La famille des Hippuritidae — qui apparaît précisément à la base du Turonien — semble posséder ces caractéristiques. La famille des Radiolitidae, quoique richement représentée dans les formations turoniennes, est moins apte à servir de base à une biozonation fine en raison d'une évolution plus lente. Certaines espèces sont cependant caractéristiques du Turonien.

LES ZONES DE RUDISTES (fig. 2b).

Actuellement, deux régions apparaissent favorables à l'établissement d'échelles zonales de rudistes, du fait des possibilités de parallélisme avec les zones d'ammonites. Il s'agit d'une part, de la Provence et du massif d'Uchaux, et, d'autre part, des Pyrénées.

En Provence, on met en évidence une première biozone *(Vaccinites fontalbensis)* comprise entre les zones d'ammonites à *Eucalycoceras pentagonum* et à *Mammites nodosoides* et définissant ainsi un Turonien basal (PHILIP, 1978).

Dans le domaine mésogéen, par suite de bouleversements paléogéographiques, le Turonien inférieur est dépourvu de formations à rudistes. Seuls quelques Radiolitidae isolés *(Durania)* sont signalés dans les formations marneuses de cette période.

En Provence, comme dans les Pyrénées, les formations à rudistes réapparaissent au Turonien moyen. Elles sont alors caractérisées par l'abondance du genre *Hippurites (H.* gr. *requieni-resectus)* mais dont l'extension stratigraphique couvre également tout le Turonien supérieur.

Dans le massif d'Uchaux et en Provence, le Turonien supérieur peut être subdivisé en deux Assemblage-zones de rudistes dont les formes index appartiennent au genre *Vaccinites* : Assemblage à *V. rousselli, V. praepetrocoriensis, V. inferus* ; Assemblage à *V. praegiganteus, V. petrocoriensis*. Dans le massif d'Uchaux, la première de ces deux zones est mise en parallèle avec la zone à *Subprionocyclus neptuni* (DEVALQUE *et al.*, ce Colloque).

Le problème de l'extension de ces espèces dans le Turonien moyen n'est pas encore bien résolu. En Provence, les formations à rudistes du Turonien moyen sont dépourvues de *Vaccinites*. Dans les Pyrénées, une nouvelle révision par F. AMÉDRO de la faune d'ammonites récoltée dans les Corbières méridionales par M. BILOTTE permet de situer la position des premiers niveaux à *Vaccinites* de cette région (Hippuritidae) dans la partie supérieure du Turonien moyen, au-dessus de la zone à *Kamerunoceras turoniense*, dans l'A.-z. à *R. kallesi*. Il semblerait donc que l'apparition de certains *Vaccinites* soit ici plus précoce que dans le massif d'Uchaux (BILOTTE, ce Colloque).

1. Intervention de J. PHILIP.

Source : MNHN, Paris

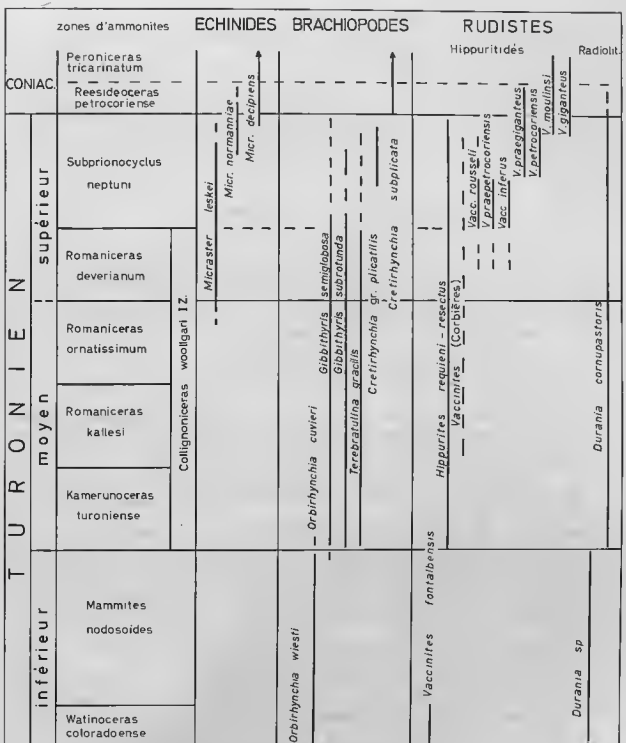


FIG. 2b. — Distribution verticale des principales espèces de micrasters, de rudistes et de brachiopodes dans le Turonien de la France et des régions voisines.

Source : MNHN, Paris

Les rudistes sont également bien représentés dans la zone à *Romaniceras deverianum* (FLOQUET et *al.*, ce Colloque). Les travaux futurs devront s'attacher à vérifier si la zonation bipartite du Turonien supérieur établie en Provence et dans le massif d'Uchaux se retrouve dans les Pyrénées et aussi dans le Nord du bassin d'Aquitaine.

Un dernier assemblage de rudistes est caractérisé par l'association de formes turoniennes *(V. praegiganteus)* et de formes qui prendront leur plein développement au Coniacien *(V. moulinsi, V. giganteus)*. En Provence, dans les Pyrénées, dans le Nord de l'Espagne, cet assemblage se place immédiatement sous les premiers *Peroniceras*. Il pourrait se situer à cheval sur le Turonien terminal et le Coniacien basal.

FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES[1]

LES PALIERS SUCCESSIFS D'APPARITION DES GENRES DE GLOBOTRUNCANIDÉS.

La disparition des espèces du groupe des *Rotalipora* se produit un peu avant la fin du Cénomanien et correspond sensiblement à l'émergence ou au développement des genres *Whiteinella* et *Dicarinella*. Le Turonien inférieur est marqué par l'apparition du genre *Helvetoglobotruncana* suivi au Turonien moyen par celle du genre *Marginotruncana*. Par contre, le genre *Globotruncana* n'est pas représenté au Turonien et n'est décelé qu'à partir du Coniacien élevé.

Remarques sur l'extension des espèces de Globotruncanidés (fig. 2c).

— *Rotalipora cushmani* s'éteint dans le Cénomanien supérieur vers le sommet de la zone à *Metoicoceras geslinianum*.

— Les espèces *Whiteinella aprica* et *Dicarinella hagni* sont déjà présentes dans la zone à *R. cushmani*, mais se développent surtout dans le Turonien inférieur dont la base est caractérisée par l'épanouissement de nombreuses Whiteinelles : *W. brittonensis, W. aprica, W. archaeocretacea*, association connue dans la littérature sous le nom de « grosses globigérines ».

S'y ajoute le taxon *Dicarinella canaliculata* dont l'extension indiquée au tableau de la figure 2c est différente de celle de *Marginotruncana pseudolinneiana* avec laquelle il a été parfois confondu.

— L'émergence du genre *Helvetoglobotruncana*, probablement issu des Whiteinelles, se produit au sein du Turonien inférieur et constitue un repère quasi mondial. Toutefois la distinction des deux espèces du genre n'est pas toujours commode et il semble que *praehelvetica* apparaisse un peu avant *helvetica*. Il n'est d'ailleurs pas impossible que les conditions bathymétriques puissent diriger à elles seules l'individualisation des deux morphotypes : les faciès peu profonds pouvant être plus favorables au développement de *praehelvetica* et les faciès plus profonds à celui de *helvetica*.

— L'extinction de *H. helvetica* est par contre assez nette et se situe vers la base de la zone à *Romaniceras deverianum*, c'est-à-dire vers la base du Turonien supérieur.

— Un peu au-dessus de la base du Turonien moyen surviennent les premières *Marginotruncana* avec *M. sigali* et *M. schneegansi*, puis vers le sommet du Turonien moyen *M. pseudolinneiana* et *M. coronata*. Ces espèces coexistent donc en partie avec *H. helvetica*.

— Très peu avant la fin du Turonien supérieur intervient un nouveau groupe de Dicarinelles avec *D. primitiva* prise en relais par *D. concavata* au voisinage de la disparition des *Peroniceras*.

En bref, on peut rappeler que les extensions des principales espèces discutées ici correspondent sensiblement à celles présentées par ROBASZYNSKI, CARON et le Groupe de travail des Foraminifères planctoniques dans l'« Atlas de Foraminifères planctoniques » du Crétacé moyen (*Cahiers de Micropaléontologie*, 1979-1 et 2).

1. D'après les interventions de M. CARON, M. B. HART, M. LAMOLDA, C. MONCIARDINI, F. ROBASZYNSKI.

Source : MNHN, Paris

FIG. 2c. — Distribution verticale des principales espèces de foraminifères planctoniques et de foraminifères benthiques boréaux.

Source : MNHN, Paris

FORAMINIFÈRES BENTHIQUES (FACIÈS BORÉAL)[1]

Quelques taxons ont été retenus du fait de leur vaste extension géographique, liée à celle du faciès crayeux (fig. 2c).

Orostella turonica (dont la mise en synonymie avec *Lingulogavelinella globosa* reste à confirmer) et « *Gavelinopsis* » *tourainensis* apparaissent dans les dernières couches à *Rotalipora cushmani*. Elles sont abondantes et très constantes dans le Turonien inférieur. *O. turonica* s'éteint, selon les règions, entre la partie supérieure du Turonien inférieur et la partie inférieure du Turonien moyen, où disparaît à son tour *G. tourainensis*.

L'apparition du genre *Globorotalites* avec le groupe *hangensis-minutus* se situe aux alentours de la base du Turonien moyen, et constitue un utile élèment de corrélation. Au sein du Turonien moyen, ces espèces sont relayées par *Globorotalites subconicus* qui s'éteint dans le Coniacien basal. Dans le Turonien moyen encore, l'espèce arénacée « *Cóscinophragma* » *irregularis* coexiste souvent avec *G. minutus* (l'extension de l'espèce est indiquée par un tireté dans le tableau 2c, sous « *Osangularia* »).

Dans les niveaux terminaux du Turonien supérieur, *Gavelinopsis* cf. *tourainensis* constitue une « total range zone » bien circonscrite et de très faible extension verticale. Elle précède immédiatement l'apparition des formes ancestrales de *Reussella kelleri* et de *Gavelinella vombensis*, qui peuvent faire régionalement défaut dans un contexte de lacune sédimentaire. Ces deux espèces débutent alors brutalement sous leur forme typique, et cohabitent avec les premières *Gavelinella thalmanni* et *Osangularia whitei* (également dénommée *O. cordieriana*), association marquant les termes les plus bas du Coniacien préservé.

NANNOPLANCTON[2]

Quelques nannofossiles, choisis en raison de leur vaste répartition géographique, peuvent être proposés pour caractériser le Turonien européen (fig. 2d).

— Si la limite Cénomanien supérieur-Turonien inférieur n'est pas décelable avec le nannoplancton, on observe cependant, au Turonien basal, avec *Microrhabdulus decoratus* (déjà présent au Cénomanien supérieur), la présence de *Gartnerago obliquum*, espèce dont l'apparition précise est difficile à saisir en raison des phénomènes de diagenèse. *Prediscosphaera columnata* disparaît près de la base du Turonien.

— Au Turonien inférieur (zone à *M. nodosoides*), on voit apparaître *Quadrum gartneri* et *Cylindralithus biarcus* tandis que disparaissent *Lithraphidites acutum* et *Parhabdolithus asper*, sauf en Touraine où elles semblent plus tardives.

— Au Turonien moyen (zone à *C. wooligari*), on note l'apparition de *Lucianorhabdus maleformis*.

— La limite Turonien moyen-Turonien supèrieur n'est pas discernable par les nannofossiles puisque *Eiffelithus eximius* apparaît déjà dans la zone à *R. kallesi*. Un autre taxon, *Lithastrinus grilli*, apparaît au Turonien supérieur dans la zone à *R. deverianum*. À noter que *Kamptnerius magnificus*, absent en Touraine, est bien reconnaissable dans le Nord du bassin de Paris, ou en Aquitaine, et que son apparition semble contemporaine de celle d'*Eiffelithus eximius*.

— Enfin, au Coniacien inférieur (zone à *P. tricarinatum*), on observe l'apparition de *Marthasterites furcatus*, reconnue dans les craies du bassin de Paris, en Europe ou en Amérique.

1. Selon les intervention de C. Monciardini, M. B. Hart, F. Robaszynski.
2. Selon H. Manivit.

Source : MNHN, Paris

FIG. 2d. — Distribution verticale des principales espèces de nannoplancton, dinoflagellés et ostracodes.

Source : MNHN, Paris

DINOFLAGELLÉS

La répartition des espèces reprises au tableau de la fig. 2d est valable pour le domaine boréal de l'Europe occidentale et se fonde essentiellement sur les travaux effectués dans le Boulonnais, la Touraine et le Saumurois.

Les confins cénomano-turoniens sont marqués par la disparition de *Litosphaeridium siphonophorum* et l'apparition de *Florentinia clavigera*.

Au Turonien inférieur, la base de la zone d'ammonite à *M. nodosoides* correspond à l'apparition de *Senoniasphaera rotundata*, tandis que dans la partie sommitale naissent les premières *Silicisphaera buspina* et *Chatangiella victoriensis* ainsi que le genre *Dinogymnium*.

Vers la limite Turonien moyen-Turonien supérieur apparaît l'espèce *Dinogymnium cretaceum*.

Actuellement, les données ne sont pas suffisamment nombreuses ni précises pour établir une coupure relativement nette entre le Turonien et le Coniacien avec les dinoflagellés.

OSTRACODES[2]

Dans le Turonien français, les ostracodes sont relativement abondants, mais les espèces n'ont généralement qu'un intérêt stratigraphique régional. De plus, ces faunes sont encore assez mal parallélisées par rapport aux zones d'ammonites.

Dans l'état actuel de nos connaissances, seules quelques espèces, présentes simultanément dans plusieurs régions de la province mésogéenne (Provence-Aquitaine-Touraine), peuvent être considérées comme de bons guides biostratigraphiques, ce sont celles mentionnées sur le tableau de la fig. 2d. Les apparitions de ces espèces bien reconnaissables et souvent abondantes, marquent la base, le sommet ou une subdivision de l'étage.

Dans la province mésogéenne, il est relativement aisé de distinguer le Turonien inférieur et/ou moyen (faciès de mer ouverte) du Turonien supérieur (faciès de plate-forme carbonatée) par le simple examen de la composition qualitative de l'association. Dans la craie du bassin de Paris, la microfaune d'ostracodes, trop rare, ne permet pas actuellement d'établir de subdivision dans l'étage.

Enfin, il faut insister sur le grand intérêt de ces associations dans la reconstitution des paléoenvironnements avec les implications paléogéographiques qui en découlent.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALCAYDÉ G. (1980). — Turonien, *in* « Les étages français et leurs stratotypes ». *Mém. B.R.G.M.*, n° 109 p. 139-144.

ALCAYDÉ G., MONCIARDINI C. (1980). — Turonien, *in* « Synthèse géologique du bassin de Paris, *Mém. B.R.G.M.*, n° 101, p. 297-302.

AMÉDRO F., MANIVIT H., ROBASZYNSKI F. (1979).— Échelles biostratigraphiques du Turonien au Santonien dans les craies du Boulonnais (macro, micro, nannofossiles). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 98, p. 287-305, 7 fig., pl. 24 et 25.

AMÉDRO F. (1980). — Voir ROBASZYNSKI *et al.*, 1980.

AMÉDRO F., COLLETÉ C., PIETRESSON DE SAINT-AUBIN, ROBASZYNSKI F., 1982. — Le Turonien supérieur à *Romaniceras (R.) deverianum* de l'Aube. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, v. 19, p. 29-37, 2 fig., 1 pl.

BADILLET G., SORNAY J. (1980). — Sur quelques formes d'*Inoceramus labiatus* décrites par O. SEITZ. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 290, p. 323-325, 1 fig.

1. Selon J. C. FOUCHER.
2. Selon J. F. BABINOT, J. P. COLIN, R. DAMOTTE.

Source : MNHN, Paris

BARROIS Ch. (1878). — Mémoire sur le terrain crétacé des Ardennes et des régions voisines. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 5, p. 227-487.

BERTHOU P. Y., LAUVERJAT J. (1976). — La limite Cénomanien-Turonien dans les principaux faciès du bassin occidental portugais. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 282 D, p. 2143-2146.

CARTER D. J., HART M. B. (1979). — Aspects of mid-Cretaceous stratigraphical micropaleontology. *Bull. Brit. Mus. Nat. Hist. (Geol.)*, vol. 29, n° 1, p. 1-135, 53 fig.

COLLIGNON M. (1939). — Fossiles cénomaniens et turoniens de Menabe (Madagascar). *Ann. géol. Serv. Mines Madagascar*, t. 10, p. 59-105, pl. I- .

COLLIGNON M. (1960). — Corrélations sommaires entre les dépôts du Crétacé supérieur de Madagascar et ceux de l'Europe occidentale, en particulier de la France. *C. R. Congr. Soc. Sav. Dijon 1959* : colloque sur le Crétacé supérieur français, p. 41-52.

FOURAY M. (1981). — L'évolution des *Micraster* (Echinides, Spatangoïdes) dans le Turonien-Coniacien de Picardie occidentale (Somme), intérêt biostratigraphique. *Ann. de Paléontol.*, Invert., 67 n° 2, p. 81-134, 12 fig., 4 pl.

GOSSELET J., DOLLÉ L. (1907). — L'enveloppe crétacique du Bas-Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord.*, t. 36, p. 169-203, 1 tabl., pl. IV.

GROSSOUVRE A. DE (1901). — Recherches sur la craie supérieure. Stratigraphie générale. *Mém. Carte géol France*, p. 1-783, 33 fig., 39 tabl.

HANCOCK J. M., KENNEDY W. J., WRIGHT C. W. (1977). — Towards a correlation of the Turonian sequence of Japan with those of North-West Europe. *Palaeont. Soc. Japan*, Spec. Pap. n° 21, p. 151-168, 2 fig.

HART M. B. (1981). — Cretaceous *in* Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera. JENKINS D. G. and MURRAY J. M. ed. *Brit. Micropal. Soc. Series*, p. 148-227, 16 fig., 25 pl.

HÉBERT E. (1863). — Note sur la craie blanche et la craie marneuse dans le bassin de Paris et sur la division de ce dernier étage en quatre assises. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 20, p. 605-631.

HÉBERT E. (1864). — Sur la craie glauconieuse du Nord-Ouest du Bassin de Paris. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 58, p. 475-479.

HÉBERT E. (1866). — De la craie dans le Nord du Bassin de Paris. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 63, p. 308-311.

JEFFERIES R. P. S. (1963). — The stratigraphy of the *Actinocamax plenus* Subzone in the Anglo-Paris Basin. *Proceed. Geol. Ass.*, 74, p. 1-33, pl. 1-2.

JUIGNET P., KENNEDY W. J., WRIGHT C. W. (1973). — La limite Cénomanien-Turonien dans la région du Mans (Sarthe) : stratigraphie et paléontologie. *Ann. Paléontol.*, Invert., 59, 2, p. 209-242, 3 pl.

JUKES BROWNE A. J., HILL W. (1903). — The Lower and Middle Chalk of England. *Mem. Geol. Surv. U.K.*, 558 p., 87 fig., 8 pl.

LAUVERJAT J., BERTHOU P. Y. (1975). — Le Cénomano-Turonien de l'embouchure du Rio Mondego (Beira Littoral, Portugal). *Com. Serv. Géol. Port.*, t. 57, p. 263-301, 13 pl.

MAGNÉ J., POLVÊCHE J. (1961). — Sur le niveau à *Actinocamax plenus* du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 81, p. 47-62.

MONCIARDINI C. (1978). — Biozones de Foraminifères et faciès du Turonien dans le nord du bassin de Paris. *Bull. B.R.G.M.*, sect. I, n° 3, p. 207-223, 8 fig.

ORBIGNY A. D' (1850). — Prodrome de Paléontologie. Terrains crétacés, t. 2, p. 1-428.

PEAKE N. B., HANCOCK J. M. (1970). — The Upper Cretaceous of Norfolk. *in* « the Geology of Norfolk » Larwood and Funnel, p. 293-339.

PETTITT E. (1950). — A monograph on the Rhynchonellidae of the British Chalk. *Palaeontogr. Soc.*, pt. 1, 52 p., 3 pl.

PHILIP J. (1978). — Stratigraphie et paléoécologie des formations à Rudistes du Cénomanien : l'exemple de la Provence. *Géol. Médit.*, t. 5, p. 155-168, 3 fig., 6 tabl., 1 pl.

ROBASZYNSKI F. (1979). — Comparison between the Middle Cretaceous of Belgium and some French Regions. (*in*) *Aspekte der Kreide Europas*, I.U.G.S. Series A, n° 6, p. 543-561, 10 fig., Stuttgart.

ROBASZYNSKI F., CARON M. et Groupe de Travail sur les Foraminifères Planctoniques du Crétacé (1979). — Atlas of Mid-Cretaceous planktonic Foraminifera (Boreal Sea and Tethys). *Cah. Micropaléont.*, 1 : p. 1-185, 2 : 1-181, 80 pl.

Source : MNHN, Paris

ROBASZYNSKI F., AMÉDRO F. coord., FOUCHER J. C., GASPARD D., MAGNIEZ-JANNIN F., MANIVIT H., SORNAY J. (1980). — Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : foraminifères, nannoplancton, dinoflagellés et macrofaunes. *Rev. Micropal.*, Paris, vol. 22, p. 195-321, 28 fig.

ROBASZYNSKI F., ALCAYDE G., AMÉDRO F., BADILLET G., DAMOTTE R., FOUCHER J. C., JARDINÉ S., LEGOUX O., MANIVIT H., MONCIARDINI Ch., SORNAY J. (1982). — Le Turonien de la région-type : Saumurois et Touraine. Stratigraphie, biozonations, sédimentologie. *Bull. Centre Rech. Explor. — Prod. Elf Aquitaine*, Pau, vol. 6, n° 1, p. 119-225, 24 fig., 18 pl.

ROWE A. W. (1899). — An analysis of the genus Micraster as determined by rigid zonal collecting from the zone of *Rhynchonella Cuvieri* to that of *Micraster cor-anguinum*. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, t. 55, p. 494-547, pl. 35-39.

SORNAY J. (1950). — Étude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la Vallée du Rhône entre Valence et Avignon et des régions voisines. Imprimerie Allier à Grenoble, 254 p.

SORNAY J. (1957). — Lexique stratigraphique international. C.N.R.S., vol. 1, fasc. 4aVI-Crétacé, 403 p.

WRIGHT C. W., WRIGHT E. V. (1951). — A Survey of the fossil cephalopoda of the Chalk of Great Britain. *Palaeontogr., Soc.*, p. 1-40.

WRIGHT C. W. (1979). — The Ammonites of the English Chalk Rock (Upper Turonien). *Bull. Br. Mus. Nat. Hist.* (Geol.), Vol. 31, n° 4, p. 281-332, pl. 1-7.

Pour une bibliographie plus extensive sur les divers groupes paléontologiques présentés dans ces conclusions, voir les références citées dans les articles publiés dans les actes du Colloque sur le Turonien (*Mém. Mus. Hist. nat. Paris*, t. XLIX).

Source : MNHN, Paris

II. CARTES DE FACIÈS POUR LE TURONIEN DE LA FRANCE ET DES RÈGIONS ADJACENTES

Réalisées avec la collaboration de M. CONARD-NOIREAU, R. BUSNARDO, J. L. DUCREUX, M. G. GAILLARD, J. PHILIP, J. F. BABINOT, G. TRONCHETTI, M. BILOTTE, A. ALONSO-MILLAN, M. AMIOT, M. FLOQUET, B. MATHEY, R. DELOFFRE, J. P. PLATEL, J. LOUAIL, J. M. VIAUD, Ch. MONCIARDINI, G. ALCAYDE, F. ROBASZYNSKI, F. MAGNIEZ, P. RAT, J. CHAROLLAIS (dans l'ordre géographique en partant du Sud-Est et dans le sens des aiguilles d'une montre).

Au cours de la dernière séance du Colloque, ont été présentées les esquisses de deux cartes de faciès du Turonien préparées à partir des éléments fournis par quelques-uns des participants ayant répondu à l'appel de la circulaire-inscription. Ces premiers documents, encore très incomplets, ont été améliorés et précisés grâce à la diligence des responsables régionaux qui nous ont fait parvenir dans les meilleurs délais des données actualisées formant la trame des schémas paléogéographiques proposés ici.

La durée de l'étage Turonien étant relativement courte (environ 3 millions d'années), il semblait difficile d'établir plus de deux cartes pour la France. Par commodité, nous avons choisi de représenter les « faciès moyens » pour deux époques : le Turonien inférieur (zones à *Wat. coloradoense* et *Mam. nodosoides*) et le Turonien moyen-supérieur (zones à *Coll. woolligari* et *Subp. neptuni*). Ces deux grandes divisions ont l'avantage d'être reconnues à peu près partout sur le territoire français et, sans entrer dans le détail, correspondent grosso modo à ce que de nombreux auteurs nommaient « Ligérien » et « Angoumien », termes dont l'usage n'est plus recommandé aujourd'hui. Le commentaire tentera d'apporter des précisions pour chaque région ou entité géographique.

Les schémas paléogéographiques ne doivent évidemment pas être considérés comme un aboutissement mais plutôt comme des documents de travail qui gagneront à être confrontés avec de nouvelles observations de terrain et modifiés en conséquence. C'est en tout cas dans ce sens que nous les proposons au lecteur.

TURONIEN INFÉRIEUR
(carte : fig. 3)

Aux confins des temps cénomano-turoniens, la transgression cénomanienne sur les domaines hercyniens marque un temps d'arrêt. À partir du cénomanien terminal et durant le Turonien inférieur, se développe ensuite une forte pulsation transgressive qui envahit une grande part de l'Europe occidentale.

BASSIN PARISIEN.

La mer anglo-parisienne est largement ouverte vers la Mer du Nord et à l'Est vers la mer alpine tandis qu'à l'Ouest, des *seuils* situés entre le Massif Armoricain, les Cornouailles et le Massif Central constituent des étranglements limitant les relations avec le domaine atlantico-téthysien. Néanmoins, la

Source : MNHN, Paris

pulsation transgressive du Turonien inférieur (zone à *Mam. nodosoides*) est suffisamment forte pour recouvrir de sédiments à caractère nettement pélagique tout le Bassin parisien et en grande partie la ride Londres-Brabant. C'est certainement à cette époque du Turonien que le niveau marin atteint son plus haut niveau.

Faciès : craies noduleuses du Boulonnais à la Normandie et jusqu'en Angleterre, marnes (ou-Djèves) dans le Nord et le Cambrésis, craie généralement sans silex ou à silex rares sauf en Touraine, craies encore noduleuses et à hard-grounds vers l'Yonne et la région de Troyes. Les apports détritiques sont pratiquement inexistants dans tout le bassin à l'intérieur des limites d'érosion actuelles, ce qui souligne le caractère transgressif très accusé de la mer au Turonien inférieur.

Les relations très franches avec l'océan atlantico-téthysien sont confirmées par les nombreux organismes planctoniques présents dans tous les faciès (foraminifères planctoniques, nannoplancton, dinoflagellés).

Bourgogne-Jura-Haute-Savoie.

Les faciès de craie avec coccolithophoridés et foraminifères planctoniques s'étendent, à partir du bassin de Paris, au-delà de l'interruption d'affleurement due à l'érosion post-Crétacé sur le Seuil de Bourgogne : craie du *Dijonnais* (feuille de Mirebeau à 1/50 000), craie de *Haute-Saône* (feuille de Gy à 1/50 000), craie des sondages bressans, affleurements discontinus du *Jura*.

Vers le Sud du Jura, les faciès paraissent plus marginaux : intercalations de niveaux sableux et glauconieux, éventuellement noduleux. Du Cénomanien au Sénonien, à travers le Turonien, les faciès crayeux tendent à gagner vers le Sud.

Vers l'Est, la mer de la Craie s'ouvrait sur la *mer alpine* : les foraminifères de la craie turonienne du Dijonnais sont à dominante planctonique et, plus loin, au-delà des érosions post-Crétacé et du recouvrement molassique de la plaine suisse, ce sont les faciès à calcaires (Seewerkalk) ou marno-calcaires à foraminifères planctoniques des Préalpes helvétiques.

Dans les affleurements du Dijonnais, la « base » du Turonien est marquée au sein des faciès crayeux par les « grosses globigérines » (*Whiteinella*) et *Dicarinella hagni*.

Vers les Vosges, l'Ardenne et le Massif Central, les limites d'extension de la mer de la craie sont très hypothétiques car il est difficile d'évaluer la part de l'érosion éocène.

Il semble que les *chaînes subalpines* septentrionales (Bornes et probablement Bauges) ainsi que le *Jura méridional* devaient constituer des zones de hauts-fonds affectées par des courants continuels puisqu'un hard-ground sépare souvent le sommet du « Gault » des calcaires sublithographiques à foraminifères planctoniques du Turonien supérieur/Cénomanien inférieur. Une situation semblable a dû s'imposer au Sud du domaine *ultrahelvétique* de la klippe de Sulens (Haute-Savoie) et dans le Massif des Aiguilles Rouges (zones notées « h.g. » sur la carte de la fig. 3).

Vendée-Charentes-Aquitaine.

En *Vendée occidentale*, des dépôts turoniens sont présents dans la région de Challans-Commequiers. Ils sont conservés dans plusieurs petits « bassins » limités par des failles, qui sont les témoins d'une couverture crétacée initialement beaucoup plus étendue vers l'Est. Le faciès dominant est représenté par la Formation des Marnes glauconieuses de Commequiers qui surmonte généralement des niveaux du Cénomanien terminal (zone à *Scip. gracile* élevée ou z. à *N. juddii*). La partie basale de cette formation, épaisse de 6 à 10 m, se compose de marnes sableuses, de calcaires marneux et d'horizons de lumachelle à *Exogyra columba* var. *gigas*. Elle renferme une faune assez riche avec en particulier *M. nodosoides* permettant de la rapporter au Turonien inférieur. Au sommet des marnes viennent quelques décimètres de calcaires en plaquettes contenant *M. nodosoides*.

Dans les *Charentes*, on retrouve le faciès vendéen des marnes vertes à *E. columba* et foraminifères planctoniques qui laisse la place au Sud-Est, vers le Périgord et le Quercy, à des calcaires crayeux à silex contenant des ammonites. Plus à l'Est, aux abords du Massif Central, les mêmes faciès calcaréo-crayeux se chargent de quartz détritique.

Source : MNHN, Paris

En *Aquitaine*, le Turonien, repéré surtout en sondages, appartient à une plate-forme carbonatée où une distinction en sous-étages est fort délicate. La partie méridionale de l'Aquitaine est marquée par un fossé comblé de faciès flysch présent de part et d'autre du Front Nord Pyrénéen (F.N.P.) limité à l'Est par la Faille de Villefranche (F.V.). Quelques venues éruptives (picrites et teschénites) avec cornéennes de métamorphisme de contact pointent dans les flyschs.

PYRÉNÉES-CORBIÈRES.

Le *sillon de flysch* calcaire, ouvert à l'Ouest vers l'Aquitaine, poursuit le dispositif amorcé dès l'Albien dans la partie Nord-pyrénéenne entre le Continent toulousain au Nord et la Haute-chaîne pyrénéenne au Sud.

Des *brèches* chaotiques calcaires indiquent une resédimentation par écroulement de la bordure de la plate-forme, particulièrement au Sud, le long de la Haute-chaîne. Un dispositif semblable, mais comprenant des *émissions volcaniques*, est connu à l'extrémité SW du Continent toulousain.

De part et d'autre du sillon se développent des dépôts de *plate-forme carbonatée* ; au Sud, sur la Haute-chaîne, les calcaires et marnes à Pithonelles et foraminifères planctoniques traduisent une sédimentation pélagique ; au Nord, des calcaires à algues dasycladacées avec épandages terrigènes évoquent une plate-forme soumise à des influences continentales proches. À noter que les calcaires à Pithonelles du versant Nord des Pyrénées représentent un faciès très caractéristique qui se développe pratiquement dans tout le domaine téthysien.

ESPAGNE DU NORD ET PYRÉNÉES BASQUES.

Dans le Nord de l'Espagne, la paléogéographie à l'époque turonienne est définie par un domaine émergé et un domaine marin.

Le *domaine émergé* comporte trois ensembles :

— à l'ENE, une zone pyrénéenne couvrant l'actuelle zone axiale, le massif d'Oroz-Betelu et sans doute aussi une partie des massifs basques ;

— au SE, un massif de l'Èbre dont les limites exactes ne sont pas connues ;

— à l'W, un ensemble Asturies-Meseta au sein duquel s'insère un diverticule allongé EW sur la bordure méridionale des Asturies.

Au cours du Turonien, l'extension du domaine émergé a diminué alors qu'ailleurs, dans les bassins aquitain et parisien par exemple, la tendance est à la régression.

Le *domaine marin* comprend deux ensembles situés de part et d'autre de l'accident de Bilbao (A.B. sur la carte de la fig. 3) :

— au SW, un domaine de plate-forme relativement homogène au Turonien inférieur mais qui va se différencier au Turonien supérieur ; ce domaine est limité au Nord par un accident profond situé au niveau et suivant la direction de l'actuel anticlinorium de Bilbao ;

— au NE, une zone marine plus profonde dont les caractéristiques varient peu au cours du Turonien.

Les faciès.

Les faciès continentaux ne sont connus que sur la Meseta : sables fluviatiles dominants et limons d'inondation.

Les faciès de plate-forme ont enregistré l'accentuation de l'épisode transgressif amorcé au Cénomanien (plate-forme plus ouverte). On distingue ainsi :

— vers le SW, des calcaires, d'abord argilo-sableux puis argileux et des marnes à oursins et ammonites, l'ensemble étant limité en bordure de la Meseta par le seuil du Douro (S.D.) qui correspond sans doute à un accident ;

— à l'W, dans la périphérie des Asturies, des faciès identiques se chargeant de sables et de glauconie ;

Source : MNHN, Paris

— plus au N, sur la partie distale de la plate-forme, des alternances de calcaires argileux et de marnes à foraminifères planctoniques ; la limite entre ce faciès et les précédents correspond elle aussi à un accident (accident de Losas : A.L.) dont le rôle ne sera vraiment effectif qu'au Turonien supérieur.

Les faciès marins plus profonds existent dans la plus grande partie de la région au Nord de l'accident de Bilbao sous forme d'alternances de calcaires argileux et de marnes à foraminifères planctoniques. Par endroits s'intercalent des venues volcaniques sous-marines à dominante alcaline (coulées, brèches, tufs). Vers le NW, un sillon de petite taille recueille un flysch calcaréo-marneux tandis qu'au NE un flysch de même nature occupe un sillon beaucoup plus allongé, d'orientation EW et limité au Nord par la plate-forme Sud-Aquitaine.

GOLFE RHODANIEN-PROVENCE-ALPES MARITIMES.

Le *Golfe rhodanien* est limité structuralement par des accidents synsédimentaires, de direction NNE-SSW (PORTHAULT, 1974), responsables des fortes épaisseurs d'éléments détritiques connues dans cette région. Le Turonien inférieur y correspond à une période de transgression pendant laquelle l'aire de dépôt prend une extension maximale.

Faciès :

— Sur la bordure ardéchoise, les calcaires gréseux à oursins et *Mammites* recouvrent directement les marnes bédouliennes ou urgoniennes avec un mince conglomérat basal, légèrement discordant sur le substratum (SIGNOLLES, 1980).

— Dans la partie méridionale du Golfe (Uzès-Alès, Gard), les dépôts prennent un caractère plus margino-littoral avec des sables glauconieux et des lignites à traces de racines (DUCREUX, GAILLARD, thèses 3e cycle en cours).

— Dans le Gard (Bagnols-sur-Cèze), les faciès deviennent mixtes, avec des sables glauconieux et des calcaires à ammonites (SORNAY, 1950), et un peu plus marins vers le massif d'Uchaux.

— Plus à l'Est, la partie centrale de la fosse vocontienne est le siège d'une sédimentation de calcaires micritiques à caractère pélagique (PORTHAULT, 1974).

En *Basse-Provence*, des marnes et des calcaires marneux à foraminifères planctoniques forment au Turonien inférieur l'essentiel de la sédimentation que le Bombement durancien limite au Nord. Bien que des arguments positifs réels n'aient pas été reconnus, il n'est pas impossible que des communications, peut-être temporaires, aient pu exister entre le domaine rhodanien et la Basse-Provence. Par ailleurs, on n'a pas de preuves tangibles de l'existence d'une « Faille de Nîmes » NE-SW dans le domaine considéré.

TURONIEN MOYEN ET SUPÉRIEUR

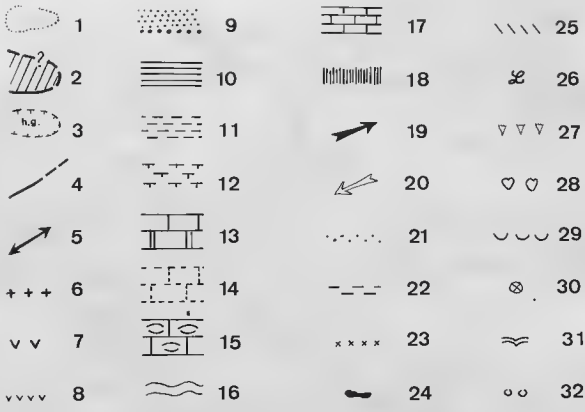
(carte : fig.4)

Bien que le schéma paléogéographique général reste celui du Turonien inférieur, le début du Turonien moyen amorce une tendance régressive qui s'accentue progressivement jusqu'au Turonien supérieur. Ainsi, dans le bassin de Paris et ses abords, se développent de nombreuses discontinuités sédimentaires et des hard-grounds. Ailleurs, en Aquitaine, dans les domaines pyrénéens et en Provence s'installent des plates-formes carbonatées à Rudistes.

BASSIN PARISIEN.

Dès le début du Turonien moyen une régression d'ampleur limitée est surtout sensible et précoce dans le SW du bassin (Anjou-Touraine) où se développent des dépôts à détritisme croissant : les tuffeaux traduisent un milieu plus restreint où l'influence mésogéenne reste néanmoins perceptible.

Source : MNHN, Paris



LÉGENDE DES FACIÈS

1 : limite actuelle des massifs anciens
2 : limite d'érosion et limite présumée des aires émergées
3 : aires sans dépôt, à hard-grounds
4 : failles, flexures, accidents directeurs
5 : zone anticlinale jouant un rôle pendant la sédimentation
6 : brèches
7 : brèches volcaniques
8 : volcanisme
9 : sables, grès et conglomérats
10 : argile marneuse
11 : marne
12 : marne carbonatée
13 : craie (double barre verticale : sédimentation perturbée)
14 : tuffeau
15 : craie noduleuse
16 : mer alpine
17 : calcaire
18 : flysch
19 : trangressivité
20 : sens des apports détritiques

Éléments figurés :

21 : détritiques siliceux
22 : argile
23 : glauconie
24 : silice (silex, chert)
25 : bioclastes
26 : lignite
27 : rudistes
28 : ourslins
29 : huîtres
30 : madréporaires
31 : laminations algaires
32 : pithonelles

ABRÉVIATIONS

AB : anticlinorium de Bilbao
AL : accident de Losas
AM : Axe de Merlerault
BD : Bombement durancien
FN : Faille de Nîmes
FNP : Front Nord-Pyrénéen
FV : Faille de Villefranche
SB : Seuil de Burgos
SD : Seuil de Douro
SP : Seuil de Pedroza

Source : MNHN, Paris

FIG. 3. — Les faciès du Turonien inférieur en France et dans les régions adjacentes.

Source : MNHN, Paris

FIG. 4. — Les faciès du Turonien moyen-supérieur en France et dans les régions adjacentes.

Source : MNHN, Paris

Dans la partie médiane du bassin comme au Sud de l'Angleterre, règne une sédimentation crayeuse (plate-forme ouverte) tandis que dans le Nord les dépôts sont marqués par une plus forte océanicité (marnes puis craies) avec une tendance nettement régressive au Turonien supérieur, soulignée par de nombreux hard-grounds.

En Normandie, les déformations locales du soubassement accentuent ou réduisent le caractère régressif de la sédimentation : plus ou moins de hard-grounds, zones à figures sédimentaires obliques, présence d'accidents magnésiens, installation de niveaux à bryozoaires, etc...

À l'exception de la Champagne, les silex sont présents dans la plupart des craies dans le Turonien supérieur.

BOURGOGNE-JURA-HAUTE-SAVOIE.

Le Turonien moyen du Dijonnais, toujours crayeux, est bien caractérisé par l'apparition de *Marginotruncana* (*M.* sp. et *M.* aff. *sigali*). La faiblesse du contenu terrigène (2 à 5 %) et sa finesse font penser qu'il n'y avait pas de régions émergées proches et que la mer de la Craie recouvrait peut-être tout l'Est de la France, y compris les futures Vosges.

Sous la couverture tertiaire de la Bresse, les sondages ont mis en évidence des craies plus ou moins marneuses, ponctuées de glauconie, de grains de quartz, et rattachées provisoirement au Turonien supérieur s.l.

Dans les *chaînes subalpines* septentrionales, les calcaires sublithographiques à foraminifères planctoniques du Turonien supérieur/Coniacien inférieur surmontent directement les grès verts du « Gault » (qui s'étendent en fait de l'Albien inférieur — et même Clansayésien — au « Vraconien »-Cénomanien).

Dans le *Jura*, la stratigraphie des formations turoniennes a certainement été identique à celle des chaînes subalpines septentrionales mais vers le Sud et dans le *Salève*, toutes ces formations ont été érodées lors de l'émersion générale fini-crétacée-tertiaire (sauf en quelques rares points : Chésery par exemple). On retrouve en effet des calcaires sublithographiques du Turonien supérieur/Coniacien à l'état de galets dans les « gompholites » chattiennes (conglomérats à éléments locaux).

Dans le massif des *Aiguilles Rouges*, les calcaires sublithographiques du Turonien/Coniacien surmontent directement le Trias.

Remarque : Les « calcaires sublithographiques » dont il vient d'être question contiennent des foraminifères planctoniques reconnus uniquement en plaques minces. Quand *Dicarinella primitiva*, la forme caractéristique marquant sensiblement le début du Coniacien, est absente ou non déterminable en plaque mince, il devient difficile d'attribuer ces « calcaires » ou au Turonien supérieur ou au Coniacien sur la seule présence de formes « bicarénées » (ces Globotruncanidés regroupent en effet une dizaine d'espèces appartenant aux genres *Marginotruncana* et *Globotruncana* et dont l'association montre une distribution verticale allant du Turonien moyen au Coniacien).

Si d'autres arguments venaient certifier l'âge Turonien supérieur d'au moins une partie des calcaires sublithographiques, les chaînes subalpines seraient l'une des seules régions du territoire français avec les massifs cristallins externes à montrer un Turonien supérieur transgressif alors que partout ailleurs le caractère régressif l'emporte (mais ici l'instabilité tectonique peut dominer largement une baisse eustatique du niveau de la mer).

Dans le *domaine ultrahelvétique* (= ultradauphinois) de la klippe de Sulens (Haute-Savoie), les mêmes calcaires sublithographiques reposent directement sur des grès glauconieux du Cénomanien inférieur.

VENDÉE-CHARENTES-AQUITAINE-PYRÉNÉES-CORBIÈRES.

En *Vendée*, la partie supérieure des Marnes glauconieuses de Commequiers correspond à un épais horizon de hard-ground (2 m en moyenne) dans lequel se trouve une riche faune d'ammonites indiquant un Turonien moyen peu élevé, fortement condensé. Le Turonien supérieur n'est pas connu et

Source : MNHN, Paris

peut correspondre à une période d'émersion car les dépôts sénoniens trangressifs reposent sur une surface d'érosion recoupant toutes les formations crétacées antérieures.

Plus au Sud, l'*Aquitaine septentrionale* est le siège de dépôts carbonatés liés à une plate-forme à rudistes orientée suivant une direction NW-SE. De la plate-forme vers le bassin au SW se développent des calcaires microcristallins bioclastiques à stratifications obliques passant à des calcaires crayeux à silex, puis à des calcaires marneux. Des zones anticlinales ou des flexures, également orientées NW-SE, interviennent au cours de la sédimentation.

Dans les aires proches du Massif Central, le caractère régressif du Turonien supérieur est souligné par un détritisme croissant : aux faciès carbonatés se superposent des sables, des grès à stratifications obliques puis des marnes.

En *Aquitaine méridionale*, le sillon du flysch présente les mêmes caractères qu'au Turonien inférieur.

Dans les *Pyrénées* et les *Corbières*, le schéma paléogéographique du Turonien inférieur se perpétue sans grand changement. Seule la plate-forme septentrionale tire son originalité du développement de constructions récifales à rudistes.

Espagne du Nord et Pyrénées basques.

Des faciès continentaux identiques à ceux du Turonien inférieur sont répartis sur la bordure Sud des Asturies et en bordure Nord du système central.

L'individualisation d'une *plate-forme* au Turonien supérieur amène la différenciation de faciès très variés, soit du SW vers le NE :

— des sables et argiles de plaine de marée terrigène en bordure Nord du système central, dont les limites suivent les seuils de Pedroza au Sud et de Sepulveda au Nord (seuils correspondant sans doute à des accidents) ;

— des argiles, marnes et calcaires de plaine de marée mixte entre les seuils de Sepulveda et de Douro ;

— des calcaires à laminations algaires de baie protégée subtidale à intertidale entre les seuils de Douro et de Burgos ;

— des calcaires à rudistes de lagon peu profond entre les seuils de Burgos et de Losas, des récifs à madréporaires et des dolomies au Nord de l'Ebre.

Tous ces faciès appartiennent à une *plate-forme proximale*.

Dans la partie NE, des alternances de marno-calcaires à foraminifères planctoniques, extrêmement épais au Nord de l'accident de Losas, caractérisent une *plate-forme distale* subsidente (bassin navarro-cantabre).

Le transit des matériaux en provenance de la Meseta et des Asturies ne s'effectue pas vers le NE, le bassin fonctionnant comme un piège.

Des faciès marins plus profonds, identiques à ceux du Turonien inférieur, sont séparés des faciès de la plate-forme distale par l'accident de l'anticlinorium de Bilbao.

Golfe rhodanien-Provence-Alpes-Maritimes.

Le cadre structural de la région rhodanienne poursuit celui défini au Turonien inférieur.

Le Turonien supérieur y correspond à une période de régression avec un comblement du bassin lié au développement d'un système deltaïque. La partie terminale du Turonien (grès glauconieux) marque le début de la transgression coniacienne.

Les bordures ardéchoise et méridionale du Golfe sont caractérisées par des dépôts margino-littoraux de type deltaïque (sablo-ligniteux). Dans la région de Bagnols-sur-Cèze, se développent temporairement des faciès récifaux. Dans le massif d'Uchaux, le caractère marin des dépôts s'affirme au Turonien moyen avec le développement de grès à ammonites tandis qu'au Turonien supérieur des faciès sableux, épais et grossiers puis sablo-ligniteux manifestent la phase régressive.

Source : MNHN, Paris

En Basse-Provence, le faciès dominant est représenté par des calcaires à rudistes avec des apports gréseux et conglomératiques venant du SE.

Dans les Alpes-Maritimes se poursuit une sédimentation calcaire, plus bioclastiques vers le Sud.

La confrontation des deux cartes de faciès du Turonien et l'analyse des données relatives à chaque région amènent à formuler plusieurs remarques :

— Une grande partie de la France est affectée par la transgression du Turonien inférieur qui débute en fait dès le Cénomanien supérieur (zone à *Met. geslinianum* ou « zone à *Act. plenus* ») tandis que le Turonien supérieur est caractérisé par une phase régressive amorcée au Turonien moyen.

— Une élévation relativement importante du niveau de la mer au Turonien inférieur est attestée par le développement de faciès pélagiques marqués, ce qui dénote une transgression à caractère eustatique (voir les interventions à la Réunion sur les Transgressions-Régressions, London, 1979, *in* : *Cret. Res*, 1980, vol. 1, n°4). Toutefois, la transgression est souvent modulée par des mouvements épirogéniques locaux ou régionaux connus en Espagne du Nord, dans les chaînes subalpines septentrionales ou en Normandie (ROBASZYNSKI, 1981).

En outre, la reconstitution des événements sédimentaires dans les aires pyrénéo-alpines est rendue plus délicate du fait de l'appartenance de ces régions à un système mobile.

— Sauf en bordure des zones continentales (Asturies et surtout Massif Central), la sédimentation recèle très peu ou pas d'éléments détritiques quartzeux : c'est dire que les reliefs devaient être très modérés.

— Par les faciès, on distingue principalement deux domaines : au Nord, une province à caractère boréal avec des dépôts dominés par la craie, au Sud, une province à cachet téthysien caractérisée par le développement de plates-formes carbonatées à rudistes.

Des communications entre les Cornouailles et le Massif armoricain et surtout par le seuil du Poitou ont permis des échanges faunistiques entre ces deux domaines. On connaît ainsi dans la région-type du Turonien des pénétrations d'éléments téthysiens appartenant à divers groupes paléontologiques dont les ammonites (vascoceratidés par exemple), les rudistes, les ostracodes et les foraminifères.

L'acquisition de nouvelles données, tant biostratigraphiques que tectoniques ou relatives aux milieux et aux conditions de sédimentation, devrait apporter dans l'avenir des éléments cernant de plus près la réalité pour fonder une synthèse paléogéographique du Turonien qui soit plus entièrement satisfaisante encore que celle proposée ici.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Il serait évidemment impossible de citer tous les travaux et documents utilisés par les auteurs. Le lecteur pourra néanmoins se référer aux diverses communications du Colloque et aux quelques titres repris ci-dessous.

BABINOT J. F. (1980).— Les ostracodes du Crétacé supérieur de Provence. Thèse. Univ. Marseille.

B.R.G.M., ELF-Re, ESSO-REP, S.N.P.A. (1974). — Géologie du Bassin d'Aquitaine et Atlas.

CASSOUDEBAT M., PLATEL J. P. (1976). — Sédimentologie et paléogéographie du Turonien de la bordure septentrionale du Bassin aquitain. *Bull. B.R.G.M.*, 2, sect. 1, p. 85-102.

CHAROLLAIS J., ROSSET J., BUSNARDO R., MANIVIT H., REMANE J. (1981). — Stratigraphie du Crétacé en relation avec les formations qui l'encadrent dans l'unité de Nantbellet (nappe inférieure sensu lato de la klippe de Sulens) Haute-Savoie, France. *Géol. alpine*, t. 57, p. 15-91, 21 fig., 5 pl.

DELOFFRE R. (1966). — Étude géologique du flysch crétacé supérieur entre les vallées de l'Ouzom et du gave de Maulêon (Basses-Pyrénées). Thèse. Paris ; impr. Bière, Bordeaux.

ELEWAUT E., ROBASZYNSKI F. (1977). — Datations par la méthode K-Ar de glauconies crétacées du Nord de la France et de Belgique. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 97, p. 179-189, 2 fig., 3 tabl.

FEUILLÉE P., FLOQUET M., RAT P. (1980). — Transgressions, régressions et migrations de systèmes sédimentaires (exemples dans le Crétacé supérieur du Nord-Est de la Meseta ibérique). *C. R. Somm. géol. Fr.*, p. 77-80.

Source : MNHN, Paris

HANCOCK J. M., KAUFFMAN E. G. (1979). — The great transgressions of the late Creataceous. *Jl. Geol. Soc. London*, vol. 136, p. 175-186, 5 fig., 4 tabl.

JUIGNET P. (1980). — Transgressions-Régressions, Variations eustatiques et influences tectoniques de l'Aptien au Maastrichtien dans le bassin de Paris occidental et sur la bordure du massif armoricain. *Cret. Research*, vol. 1, p. 351-357, 9 fig.

LOUAIL J. (1976). — Données nouvelles sur la stratigraphie des dépôts crétacés de Vendée, conséquences paléogéographiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 282, sér. D., p. 157-159.

MATSUMOTO T. (1980). — Inter-regional correlation of transgressions and regressions in the Cretaceous period. *Cret. Research*, vol. 1, p. 359-373, 1 fig.

MONCIARDINI C., ALCAYDÉ G. *in* MEGNIEN C. (1980). — Synthèse géologique du bassin de Paris. Vol. II : Atlas ; Carte C.S.3. *Mém. B.R.G.M.*, n° 102.

MONLEAU C., PHILIP J. (1972). — Reconstitution paléogéographique des formations calcaires à rudistes du Turonien supérieur de la basse vallée du Rhône à partir d'une étude de micro-faciès. *Rev. Micropal.*, vol. 15, p. 45-56, 3 pl.

PAIRIS B., PAIRIS J.-L. PORTHAULT B. (1973). — Présence de Crétacé supérieur reposant sur le socle dans le massif des Aiguilles Rouges, Alpes de Haute-Savoie. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 276, sér. D, p. 1131-1134.

PHILIP J. (197). — Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien : stratigraphie et paléogéographie. *Bull. B.R.G.M.*, 2, 1, 3, p. 109-151, 22 fig., 2 tabl., 2 pl.

PORTHAULT B. (1974). — Le Crétacé supérieur de la Fosse vocontienne et des régions limitrophes (France, Sud-Est). Micropaléontologie, stratigraphie et paléogéographie. Thèse. Univ. Lyon, 342 p., 2 pl., 12 tabl.

ROBASZYNSKI F. (1981). — Moderation of Cretaceous Transgressions by Block Tectonics : an example from the North and the North-West of the Paris Basin. *Cret. Research*, vol. 2, p. 197-213, 5 fig.

SIGNOLLES C. (1980). — Le Crétacé du département de l'Ardèche (Sud-Est de la France). Stratigraphie, sédimentologie, paléogéographie. Thèse 3e cycle, Univ. Lyon, 102 p., 55 fig., 5 pl.

SORNAY J. (1950). — Étude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et les régions voisines. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, n° 27, p. 35-278.

SOUQUET P. (1967). — Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre. Thèse. Univ. Toulouse.

TRONCHETTI G. (1981). — Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien). Thèse. Univ. Marseille.

VIAUD J.-M. (1981). — Données lithologiques et biostratigraphiques dans le Crétacé supérieur du bassin de Challans (Vendée). *Bull. Soc. Sc. nat. Ouest France*, t. 3, p. 79-87, 3 fig., 2 tabl.

Distribué le 29 décembre 1982.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

JANVIER 1983
IMPRIMERIE NATIONALE
2 564 010 T 52

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

24 FEV. 1983

PUBLICATIONS DES LABORATOIRES DU MUSÉUM

En vente à l'adresse de chaque laboratoire

Adansonia. Laboratoire de Phanérogamie, 16, rue de Buffon, 75005 Paris.
Alexanor. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée, 45, rue de Buffon, 75005 Paris.
Annales de Paléontologie (Vertébrés et Invertébrés). Laboratoire de Paléontologie, 8, rue de Buffon, 75005 Paris.
Annales de la Société Entomologique de France. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.
Annuaire des Arachnologistes mondiaux. Laboratoire de Zoologie (Arthropodes), 61, rue de Buffon, 75005 Paris.
Annuaire des Myriapodologistes mondiaux. Laboratoire de Zoologie (Arthropodes).
Bulletin d'Écologie. Laboratoire d'Écologie générale, 4, avenue du Petit Château, 91800 Brunoy.
Bulletin de Liaison des Musées d'Histoire naturelle. Inspection générale des Musées d'Histoire naturelle de Province, Service national de Muséologie, 57, rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05.
Bulletin de la Société Entomologique de France. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.
Bulletin de la Société d'Ethnozoologie et d'Ethnobotanique. Laboratoire d'Ethnobotanique et d'Ethnozoologie, 43, rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05.
Cahiers des Naturalistes. Laboratoire de Zoologie (Vers), 61, rue de Buffon, 75005 Paris.
Cahiers de Paléontologie. Laboratoire de Paléontologie.
Cryptogamie (Mycologie, Algologie, Bryologie et Lichénologie). Laboratoire de Cryptogamie, 12, rue de Buffon, 75005 Paris.
Cybium. Laboratoire d'Ichtyologie générale et appliquée, 43, rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05.
Entomologiste (L'). Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.
Faune de l'Europe et du Bassin méditerranéen. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.
Faune de Madagascar. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.
Flore du Cambodge, du Laos et du Viet-Nam. Laboratoire de Phanérogamie.
Flore du Cameroun. Laboratoire de Phanérogamie.
Flore du Gabon. Laboratoire de Phanérogamie.
Flore de Madagascar et des Comores. Laboratoire de Phanérogamie.
Flore de la Nouvelle Calédonie et Dépendances. Laboratoire de Phanérogamie.
Index Seminum. Service des Cultures, 43, rue de Buffon, 75005 Paris.
Journal d'Agriculture traditionnelle et de Botanique appliquée. Laboratoire d'Ethnobotanique et d'Ethnozoologie.
Mammalia. Laboratoire de Zoologie (Mammifères et Oiseaux), 55, rue de Buffon, 75005 Paris.
Objets et Mondes. Laboratoire d'Ethnologie. Musée de l'Homme, Palais de Chaillot, place du Trocadéro, 75116 Paris.
Revue d'Écologie et Biologie du Sol. Laboratoire d'Écologie générale.
Revue française d'Entomologie. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.
Revue internationale Acarologia. Laboratoire de Zoologie (Arthropodes).
Revue de Nématologie, Laboratoire de Zoologie (Vers).

Source : MNHN, Paris